



**Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen: les  
granitoïdes tardifs (2,5-2,4 GA) de Finlande orientale.  
Pétrologie et géochimie.**

Guirec Querré

► **To cite this version:**

Guirec Querré. Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 GA) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie.. Géochimie. Université Rennes 1, 1985. Français. NNT: . tel-00675420

**HAL Id: tel-00675420**

**<https://theses.hal.science/tel-00675420>**

Submitted on 1 Mar 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**G. QUERRÉ**

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-01-7

palingenèse  
de la croûte continentale  
à l'archéen :

les granitoïdes tardifs  
( 2,5 - 2,4 Ga )  
de finlande orientale

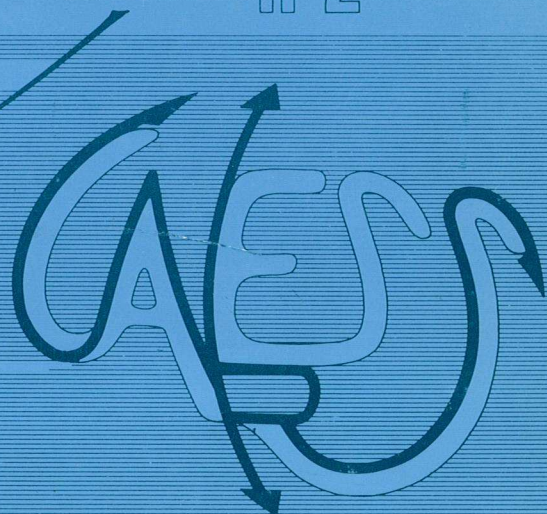
**Pétrologie et Géochimie**

**MEMOIRES ET DOCUMENTS**

*du Centre Armoricaïn  
d'Etude Structurale  
des Socles*

n°2

Rennes 1985



MEMOIRES ET DOCUMENTS  
DU  
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N°2

G. QUERRE

Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen :  
les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 GA) de Finlande orientale.  
Pétrologie et géochimie.

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
Université de Rennes I  
Campus de Beaulieu  
35042 - RENNES Cédex  
(FRANCE)

1985





ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-01-7

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
35042 - RENNES Cédex (France)

G. QUERRE (1985)

Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes  
tardifs (2,5-2,4 GA) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie.  
Mém. Doc. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 2 : 226 p.



Que toutes les personnes qui, de près ou de loin  
ont participé à l'élaboration de ce travail,  
trouvent ici le temoignage de ma profonde gratitude.





## SOMMAIRE

### INTRODUCTION

Cadre et buts de l'étude	1
Méthode d'étude	2
Plan du mémoire	3
Avertissement	4

- PREMIERE PARTIE -	
CONTEXTE GEOLOGIQUE	5

CHAPITRE I - GEOLOGIE GENERALE DE LA FINLANDE	8
---	---

A - Le Socle Archéen	8
B - Le Svécocarélien	8
C - Le Jotnien	10

CHAPITRE II - LE SOCLE ARCHEEN DE LA PROVINCE DU KAINUU.	11
--	----

A - Les Grandes Unités Lithologiques.	11
1- Le socle gneissique.	12
2- Les ceinture de roches vertes.	12
3- Les intrusions granitiques, rappel des travaux antérieures.	15
B - DEFORMATION ET METAMORPHISME.	17
1- Les phases de déformation.	17
2- Les épisodes métamorphiques.	18

- SECONDE PARTIE -	
CARACTERISATION DES PRINCIPALES FORMATIONS PLUTONIQUES POST-CEINTURES DE ROCHES VERTES	21

CHAPITRE I - PRESENTATION - LA REGION D'AROLA.	24
--	----

I - LOCALISATION ET CARTOGRAPHIE.	24
II - LES UNITES OBSERVEES ET LEURS RELATIONS.	25
III - CONCLUSION.	25

CHAPITRE II - LES GRANODIORITES DE TYPE AROLA.	27
I - ETUDE PETROGRAPHIQUE.	27
A - Localisation et Mode de Gisement.	27
1- Les massifs.	27
2- Relations granodiorites-encaissant.	30
a) encaissant et granodiorites porphiroïdes	30
b) encaissant et granites gris	30
3- Structures.	30
B - Caractères Macroscopiques et Microscopiques.	32
1- Les granodiorites porphiroïdes.	32
a) caractères macroscopiques.	32
b) etude minéralogique.	33
2- Les granites gris.	37
C - Les Enclaves.	37
1- Les enclaves apparentées aux gneiss anciens.	39
a) les enclaves de gneiss migmatisés	39
b) les enclaves biotitiques	39
2- Les enclaves apparentées aux roches des ceintures.	39
a) les enclaves amphibolitiques anguleuses	39
b) les enclaves amphibolitiques arrondies	39
II - CARACTERES CHIMIQUES.	41
A - Les Eléments Majeurs.	42
1- Les granodiorites porphiroïdes.	42
2- Les granites gris.	45
3- Tendances géochimiques d'ensemble.	46
B - Les Eléments en Traces (sauf terres rares).	52
1- Caractéristiques des roches.	52
2- Tendances géochimiques d'ensemble.	53
C - Les Terres Rares.	54
D - Les Enclaves.	58
1- Les enclaves biotitiques.	58
2- Les enclaves amphibolitiques arrondies.	58
CHAPITRE III - LES LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA.	61
I - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE.	61
A - Localisation et Mode de Gisement.	61
1- Les massifs.	61
2- Relations granites-encaissant.	61
3- Structures.	63
B - Caractères Macroscopiques et Microscopiques.	63



I - CARACTERES CHIMIQUES.	66
A - Les Eléments Majeurs.	66
B - Les Eléments en Traces.	69
1- Alcalins, alcalino-terreux et métaux de transition.	69
2- Les terres rares.	72
CHAPITRE IV - LES DONNEES RADIOMETRIQUES.	75
I - LES DATATIONS Rb-Sr SUR ROCHES TOTALES.	75
A - Les Granodiorites de Type Arola.	75
1- Le massif d'Arola-Hiisijärvi.	75
2- Le massif de Suomussalmi.	78
A - Les Volcanites de Luoma.	80
C - Les Leucogranites de Type Arola.	82
1- Les granites.	82
2- Pegmatites et aplites.	84
II - DATATIONS SUR MINERAUX.	86
A - Ages sur Biotite.	86
B - Ages sur Zircon.	87
RESUME ET DISCUSSION.	88
- TROISIEME PARTIE -	
ORIGINE ET EVOLUTION DES MAGMAS CALCO-ALCALINS DE FINLANDE ORIENTALE.	93
CHAPITRE I - LE PLUTONISME GRANODIORITIQUE (Type Arola).	95
I - LA CONTAMINATION.	95
A - Caractérisation à l'aide des Eléments Majeurs.	95
1- La calcitisation.	95
2- L'assimilation.	96
B - Eléments en Traces et Contamination.	101
1- Eléments de transition et rubidium.	101
2- Les terres rares.	103
C - Isotopes du Strontium et Contamination.	104
II - ORIGINE DU MAGMA GRANODIORITIQUE, CONTRAINTES ISOTOPIQUES.	106
A - Rôle du Manteau.	107
B - Rôle des Ceinture de Roches Vertes.	107
C - Rôle des Sédiments.	108
C - Rôle de la Croûte Continentale.	108

III - MECANISMES DE DIFFERENCIATION.	109
A - Mise en Evidence.	109
B - Influence de la Cristallisation Fractionnée.	111
1- Aspects qualitatifs.	111
a) rôle des minéraux essentiels	111
b) rôle des minéraux accessoires	115
c) phénocristaux, textures et cristallisation	117
2- Modélisation.	119
a) introduction	119
b) composition du magma initial et de "l'extrait"	120
c) compositions des roches observées (éléments majeurs)	121
d) contrôle du modèle à l'aide des éléments en traces	125
Conclusion d'ensemble sur le modèle.	131
3- Les granodiorites contaminées.	133
C - Formation du Magma Initial.	134
1- Fusion des gneiss.	134
2- Leucosomes, mélanosomes et magma initial.	135
IV - CONCLUSION.	139
CHAPITRE II - LE VOLCANISME DE LUOMA.	141
I - DONNEES PETROLOGIQUES SOMMAIRES.	141
II - ETUDE COMPAREE DES VOLCANITES DE LUOMA ET DES GRANODIORITES D'AROLA.	143
A - Les Données Radiométriques et Isotopiques.	143
B - Les Eléments Majeurs.	143
C - Les Eléments en Traces.	146
III - CONCLUSION.	152
CHAPITRE III - LE PLUTONISME LEUCOGRANITIQUE (Type Arola).	153
I - ORIGINE DU MAGMA PARENT, CONTRAINTES ISOTOPIQUES.	153
II - PROCESSUS DE DIFFERENCIATION.	155
A - Géochimie des Elements Majeurs.	155
B - Géochimie des Eléments en Traces.	157
C - Approche Quantitative.	158
III - CONCLUSION.	162

- QUATRIEME PARTIE -	
SYNTHESE DANS UNE PERSPECTIVE GEODYNAMIQUE.	163
I - LE MAGMATISME CALCO-ALCALIN D'AROLA-LUOMA; NATURE ET ORIGINE.	165
II - MODE DE MISE EN PLACE ET CADRE GEODYNAMIQUE.	166
A - La Subduction.	167
B - La Sagduction.	168
1- Présentation du Modèle.	168
2- Sagduction et Magmatisme d'Arola-Luoma.	169
III - LE PLUTONISME LEUCOGRANITIQUE.	175
CONCLUSIONS GENERALES.	177
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.	183
ANNEXE.	





## INTRODUCTION

La nature, l'origine et l'évolution précoce de la croûte terrestre sont des sujets qui suscitent à l'heure actuelle de nombreux travaux de recherche. Pour cela, les formations archéennes semblaient être un objet d'étude privilégié puisqu'elles sont les témoins de cette période ancienne.

Les terrains de Finlande orientale ont l'avantage de présenter les trois grands ensembles lithologiques archéens, typiques des associations "Granite-Greenstone" de bas degré métamorphique (Windley et Bridgwater, 1971). Ce sont, du plus ancien au plus jeune:

- les gneiss gris,
- les ceintures de roches vertes,
- les granitoïdes "tardifs".

Le présent mémoire est consacré à l'étude des événements magmatiques tardifs et plus particulièrement à celle des intrusions granitiques, expression majeure de la magmatogenèse qui dans cette période, manifeste deux crises successives.

### CADRE ET BUTS DE L'ETUDE

L'étude géologique de la région du Kainuu par les équipes de pétrologie, géochimie et géochronologie du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles de Rennes, constitue depuis plusieurs années, un des grands axes de recherche de ce laboratoire. Le but de ces études est d'essayer de comprendre la genèse et l'évolution de ce segment de croûte.

Le Bouclier baltique, de par la variété des terrains archéens qui y existe, sa proximité ainsi que la qualité d'affleurement, semblait tout indiqué pour entreprendre de telles recherches.

Chacun des grands ensembles lithologiques a donné lieu à des recherches spécifiques (socle gneissique: Bertrand, Martin et Vidal; ceintures de roches vertes: Auvray, Bertrand, Blais, Capdevila, Hameurt, Jahn, Piquet, Vidal; granitoïdes tardifs:

Martin et moi-même). Toutefois, aucun de ces travaux n'est isolé; chacun s'insère dans une démarche globale qui doit permettre de retracer l'histoire de ce segment de croûte archéenne. Le travail entrepris sur les intrusions granitiques tardives en est un élément; il est le complément d'une thèse d'état (Martin, 1985) traitant de l'ensemble granito-gneissique: socle gneissique et granitoïdes tardifs.

Le but de cette étude peut être résumé en trois points principaux:

1. Le premier est de préciser quelles sont les formations attribuées aux magmatismes fini-archéens. Ensuite, il est nécessaire d'en déterminer la nature par une caractérisation pétrologique. Ces éléments sont essentiels à connaître avant d'entreprendre un essai de reconstitution géodynamique de ce domaine.

2. Le second point consiste à déterminer et si possible quantifier le rôle joué par chacune des formations préexistantes dans la genèse des granitoïdes considérés.

3. Le dernier point est d'ordre plus général. Il tente de replacer dans leur cadre géodynamique, les événements magmatiques caractérisés auparavant. Sous forme de synthèse, il s'agit de proposer un modèle cohérent qui intègre au mieux les données et résultats (géologiques, tectoniques, pétrographiques, géochimiques, géochronologiques) obtenus sur les massifs granitiques ainsi que sur les autres formations de cette région.

#### METHODES D'ETUDE

Pour tenter de résoudre de la meilleure façon, les problèmes posés par les granitoïdes tardifs, la démarche méthodologique suivante a été adoptée.

- une étude de terrain, base de toute étude pétrologique, a été menée au cours de trois périodes estivales (1979-1980-1982). Divers aspects ont été abordés durant ces campagnes. Les principaux sont: identification des différents types pétrographiques, observation de la déformation, des relations entre les massifs et les autres formations, cartographie, échantillonnage;

- une étude microscopique des matériaux recueillis a permis d'identifier les différentes phases minérales et de préciser l'histoire de la cristallisation des plutonites. Les résultats des études pétrographiques et de terrain ont permis de fixer les contraintes nécessaires à l'étude pétrologique ultérieure;

- une étude géochimique a été fondée sur l'analogie entre les faits observés (teneurs, tendances, évolutions) et des modèles théoriques traduisant les divers processus naturels. Ainsi, il a été possible d'élucider les conditions de la magmatogenèse des massifs étudiés. Cette analyse a été faite aussi bien au niveau des éléments majeurs, que des éléments en traces ou que des données isotopiques.



Enfin, la démarche a abouti à fixer les contraintes qui devront être prises en compte dans la suite de l'étude afin de tenter une synthèse globale des résultats.

Outre les techniques classiques d'investigation utilisées en pétrographique (microscopie, comptage de points, colorations sélectives des feldspaths, des carbonates), les méthodes d'analyse chimique mises en oeuvre pour cette étude ont été les suivantes:

- les éléments majeurs et en traces (sauf les Terres Rares) ont été dosés par fluorescence X et par absorption atomique (analystes : F. Vidal, M. Lemoine et moi-même);
- les Terres Rares par spectrométrie  $\gamma$  (Activation neutronique) (analyste: J.L.Joron).
- les mesures isotopiques obtenues par spectrométrie de masse (dilution isotopique) (analystes: H. Martin, N. Morin).

Toutes les analyses sur roches totales ont été effectuées au laboratoire de géochimie-géochronologie de Rennes. Le dosage des Terres Rares a été fait au laboratoire P. Süe (C.E.N., Saclay).

Les protocoles des diverses méthodes, les sources bibliographiques ainsi que les précisions analytiques des mesures sont présentés en annexe dans cet ouvrage.

## PLAN DU MEMOIRE

Le mémoire est constitué de quatre parties:

**Première partie:** afin de replacer cette étude dans un cadre géologique plus général, une première partie comprendra un aperçu sur la géologie de la Finlande. Il consistera tout d'abord en une revue sommaire des diverses formations géologiques qui composent le pays. Ensuite, je focaliserai mon attention sur le socle archéen de la province du Kainuu, ce dans le but de préciser le cadre géologique des granitoïdes étudiés. A la lumière de mes observations et des résultats existants, je décrirai succinctement les grandes unités lithologiques du Kainuu.

**Seconde partie:** cette partie est consacrée à la caractérisation pétrographique et géochimique des différentes formations magmatiques postérieures aux ceintures de roches vertes. Dans un premier temps, je présenterai les deux types de granitoïdes, particulièrement dans la région d'Arola qui s'est révélée être une zone privilégiée quant à la reconnaissance des divers types de roches. Une étude cartographique détaillée a permis d'y établir une bonne chronologie relative des événements magmatiques tardifs. Ensuite, les divers granitoïdes seront caractérisés successivement par une étude pétrographique (observations de terrain, analyses macroscopique et microscopique) et géochimique (caractères chimiques généraux). Ceci m'amènera à comparer les massifs de Finlande orientale à d'autres granitoïdes. Enfin, l'ensemble des résultats et des données

radiométriques a été regroupé à la fin de cette partie. Au cours de cette étude qui ne se veut pas uniquement descriptive, j'essaierai de tirer des conclusions partielles qui seront reprises par la suite.

**Troisième partie:** Je m'intéresserai aux divers processus génétiques qui sont à l'origine des massifs. Cet ensemble sera traité par comparaison aux modèles théoriques ou expérimentaux. Les contraintes apportées par les études précédentes serviront à l'établissement des modèles mathématiques. Le modèle final (ou les modèles) retenu sera celui qui se conformera au plus grand nombre des contraintes fixées. Ainsi, les processus de contamination, de métasomatose, de mélange, de cristallisation fractionnée ou de fusion partielle seront les différents mécanismes envisagés afin d'expliquer la genèse des magmas calco-alcalins considérés.

**Quatrième partie:** après un bref résumé de l'ensemble des données acquises, j'essaierai de préciser le rôle et la signification des granitoïdes au cours de l'élaboration de la croûte archéenne du Kainuu. Un modèle dynamique, tenant compte des divers résultats et conclusions tirés au cours de ce travail, sera proposé.

#### AVERTISSEMENT

Dans cet ouvrage sera faite une étude ponctuelle du volcanisme de type Luoma. En effet, au cours de ce travail, plusieurs traits communs au plutonisme de type Arola et au volcanisme de Luoma m'ont amené à attribuer ces deux manifestations à un seul et même événement magmatique.

Le groupe de Luoma fait partie des ceintures de roches vertes de Finlande orientale et de ce fait, son étude est généralement rattachée à celle des ceintures (e.g., Blais et al., 1977 a et b; Jahn et al., 1980; Taipale et al., 1980, 1981; Hyppönen, 1983). L'analyse et la compréhension des phénomènes liés à la genèse des ceintures de roches vertes faisant l'objet d'une étude détaillée de S. Blais, je ne ferai ici qu'une analyse rapide des données ayant trait aux roches de Luoma. Cette étude figure entièrement dans la troisième partie de ce mémoire (exceptée l'étude géochronologique dans la 2ème partie). Elle permettra de dégager et de souligner les convergences qui existent entre les granodiorites d'Arola et les volcanites de Luoma.

La présentation des caractères chimiques des volcanites est basée en partie sur des analyses déjà publiées (Jahn et al., 1980); d'autres non publiées, m'ont été aimablement communiquées par S. Blais. Ce travail apportera des données nouvelles quant à la géochronologie, la géochimie isotopique et la géochimie des Terres Rares.

PREMIERE  
PARTIE

CONTEXTE GEOLOGIQUE



La Finlande couvre une superficie égale aux 3/5 de celle de la France; elle se situe dans la partie orientale du Bouclier baltique; celui-ci est constitué de terrains précambriens dont l'âge décroît d'Est en Ouest, de l'Archéen au Protérozoïque supérieur (Fig.1).

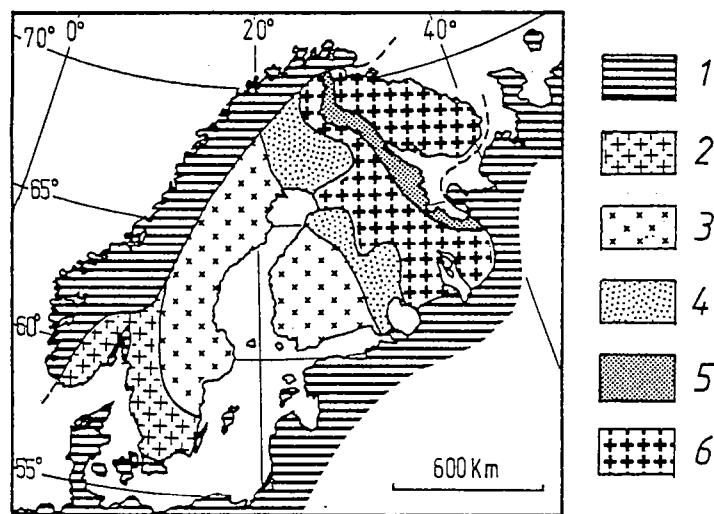


Figure 1 : Esquisse du Bouclier baltique (d'après Aubouin, 1980)

- 1 - Calédonides, Phanérozoïque de la plateforme est-européenne et graben d'Oslo.
- 2 - Svéco-norvégides
- 3 - Bloc svécofennien
- 4 - Bloc carélien
- 5 - Bélomorides
- 6 - Bloc archéen.

## CHAPITRE I

## GEOLOGIE GENERALE DE LA FINLANDE

La Finlande présente trois grands ensembles (Simonen, 1971): le socle Archéen, le Svécocarélien (Svécofennien et Carélien) et un ensemble souvent appelé post-svéco-carélien: le Jotnien (Fig.2).

## A - LE SOCLE ARCHEEN

Le socle archéen affleure dans deux régions séparées par les Bélomorides:

\* Au Nord des Bélomorides: le craton d'Inari qui se prolonge dans la Presqu'île de Kola;

\* Au Sud des Bélomorides: le craton de Laponie méridionale, le Kainuu et la Carélie soviétique.

Le socle archéen est constitué par l'association de type Granites-Greenstone observée classiquement dans beaucoup d'autres cratons du même âge (Windley et Bridgwater, 1971). Un vaste domaine granito-gneissique, lui-même composé de gneiss gris et d'intrusions granitiques, forme l'infrastructure. Les formations supracrustales que sont les ceintures de roches vertes se répartissent dans cette "mer granito-gneissique".

## B - LE SVECO-CARELIEN (Protérozoïque inférieur)

Cet ensemble est formé de deux grands groupes lithologiques: le Carélien et le Svécofennien. La sédimentation du Carélien, d'affinité épicontinentale, est représentée par des conglomérats et surtout des quartzites. Par la suite, les dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires du Svécofennien s'accumulent dans un contexte de fosse géosynclinale. L'orogénèse svécocarélienne affecte ces deux grands groupes et s'accompagne d'une palingénèse du socle archéen (Eskola, 1949; Brun, 1980) et d'un important plutonisme. Le Svécocarélien affleure actuellement dans tout le Sud du pays ainsi que dans une grande partie du Nord (Fig.2).

C'est durant cette période protérozoïque inférieure que se développent les

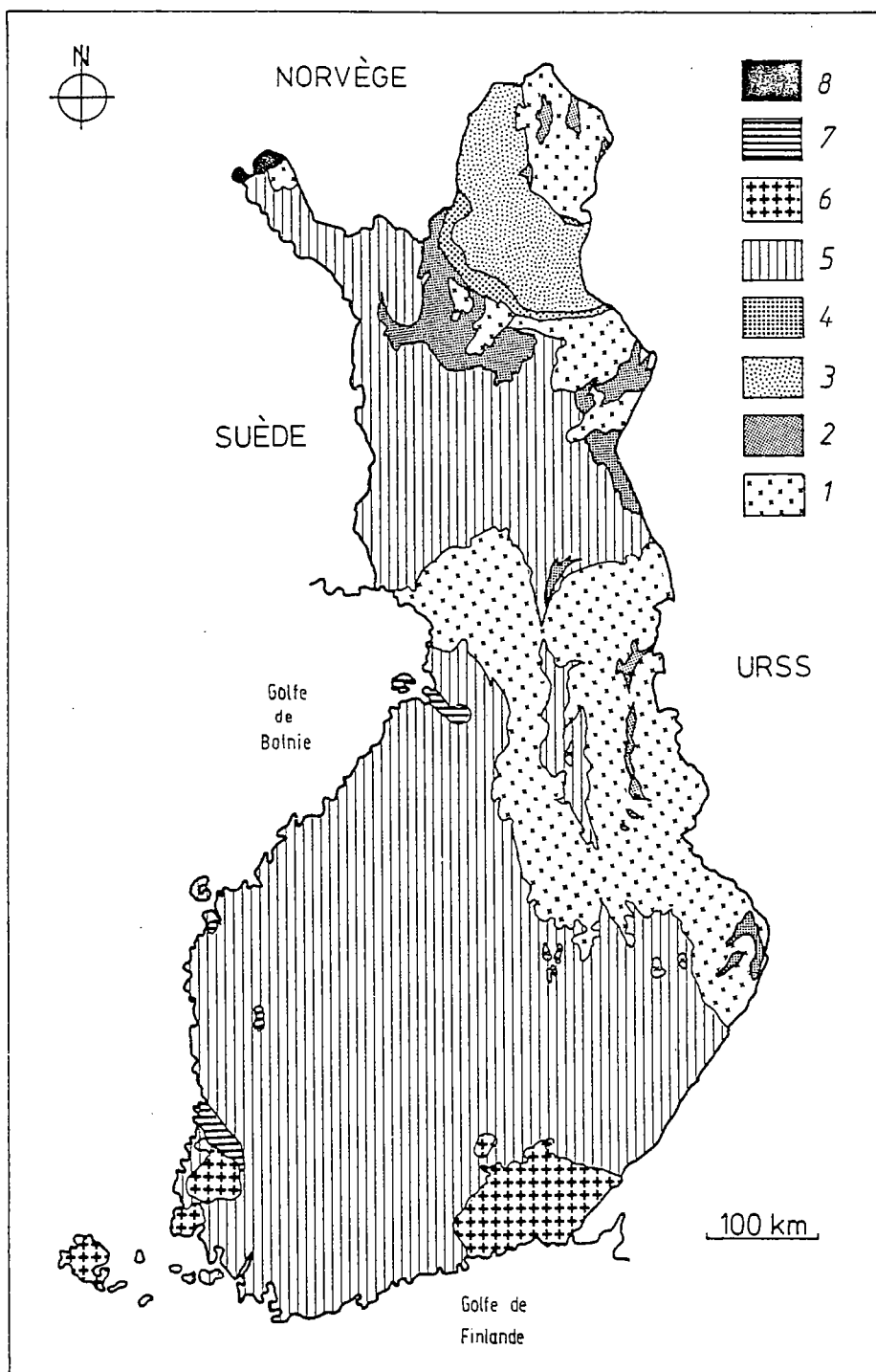


Figure 2 : Carte géologique du socle de la Finlande ; les grandes unités (d'après Simonen, 1981).

ARCHEEN :

- (1) domaine granito-gneissique
- (2) ceintures de roches vertes

PROTEROZOÏQUE

- (3) arc des granulites
- (4) ceinture de la Tana
- (5) formations Svécocaréliennes
- (6) granites Rapakivi
- (7) grès Jotniens

CALEDONIDES

- (8)

Bélomorides. En Finlande, elles sont constituées par l'Arc des granulites et la ceinture de la Tana (Fig.2). Les Bélomorides correspondent à une zone mobile entre les deux cratons archéens et forment aujourd'hui une mégastucture chevauchante de l'Est vers l'Ouest. C'est pendant une période comprise entre 2,4-2,3 Ga et 1,9 Ga que se développe et évolue cette partie du Bouclier baltique (Moreau, 1980; Convert, 1981; Barbey, 1982).

#### C - LE JOTNIEN (Protérozoïque moyen).

Une longue période d'érosion sépare les ensembles précédents du Jotnien. Celui-ci se caractérise :

- d'une part, par l'intrusion de granites dits anorogéniques. Ils sont principalement représentés par des granites Rapakivi (1,6 Ga; Kouvo, 1958).

- d'autre part, par des dépôts d'arkoses rouges et de limons dans des grabens: ce sont les grès jotniens, formations datées à 1,3 Ga (Simonen 1960).

Ces diabases post-jotniennes se mettent en place à 1,1 Ga (Simonen, 1960).

A partir de cette période, la Finlande a pratiquement acquis sa configuration géologique actuelle. Au début du Cambrien, le socle sera entièrement pénéplané. Le craton ne sera affecté ultérieurement que par des événements mineurs: fracturations et intrusions de roches alcalines et de carbonatites au Permien. Enfin les glaciations quaternaires marqueront le paysage finlandais de leur sceau, noyant le relief sous une épaisse couche de dépôts morainiques.



## CHAPITRE II

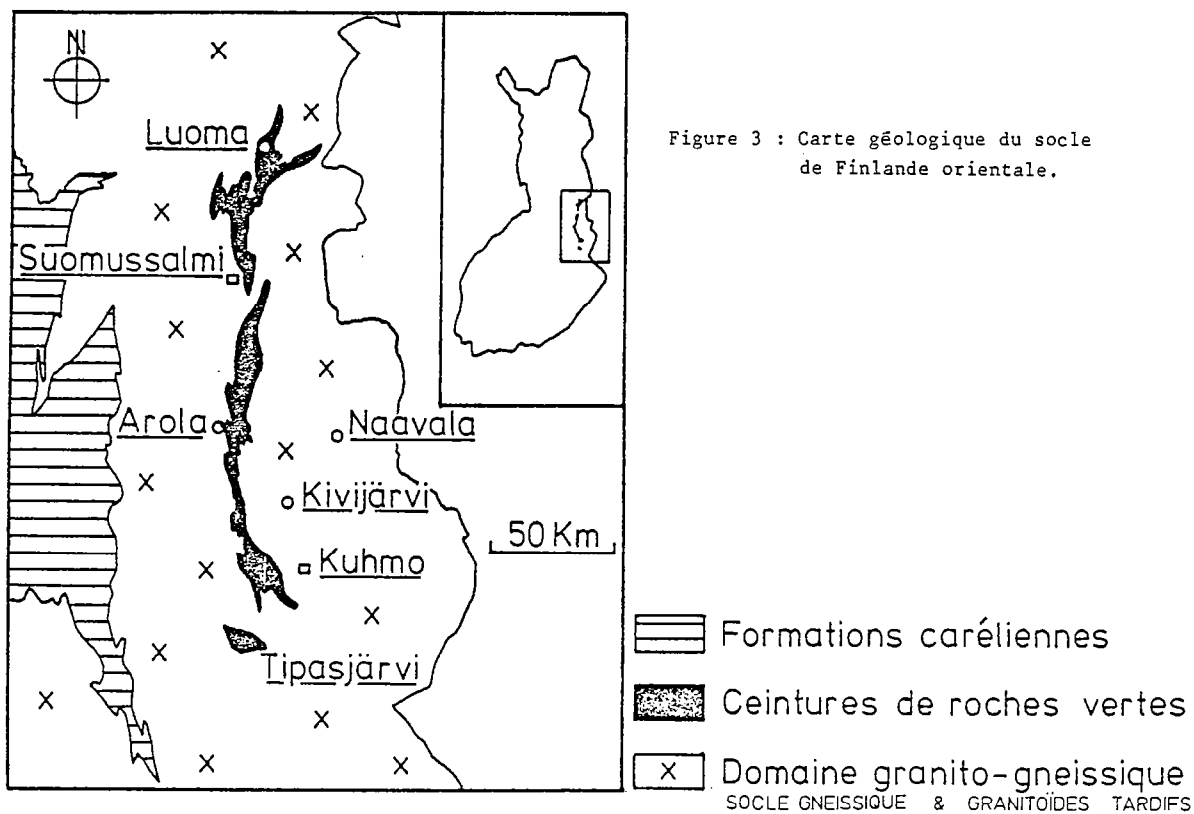
## LE SOCLE ARCHEEN DE LA PROVINCE DU KAINUU

La province du Kainuu occupe la partie orientale de la Finlande; elle appartient au bloc archéen au Sud des Bélomorides.

## A - LES GRANDES UNITES LITHOLOGIQUES

Trois grands ensembles lithologiques composent le socle de cette région (Fig.3):

- le socle gneissique, le plus ancien
- les ceintures de roches vertes
- les intrusions granitiques, les plus jeunes.



## 1 - Le socle gneissique

Ce socle couvre de vastes surfaces (environ les 2/3). Il est essentiellement formé de gneiss gris de composition tonalitique, trondhjémitique ou granodioritique (série TTG). Deux générations de gneiss sont distinguées (Martin et al., 1983a et b; Martin, 1985):

- Les gneiss de type Kivijärvi sont les plus anciens et les plus abondants. Ils sont datés à 2,86 Ga par les méthodes Rb-Sr et Sm-Nd (Martin et al., 1983a). Ces gneiss à grain moyen à fin, sont souvent affectés à un degré élevé par la migmatisation, donnant naissance à des métatexites rubanées et à des diatexites. Les gneiss de Kivijärvi contiennent un grand nombre d'enclaves amphibolitiques (Martin, 1985).

- Les gneiss de type Naavala plus récents, affleurent sous forme de petits plutons de quelques km<sup>2</sup>. Ils sont datés à 2,65 Ga par diverses méthodes : Pb commun, Rb-Sr et Sm-Nd (Vidal et al., 1980; Martin et al., 1983a). Les massifs sont très homogènes; le grain de la roche est gros à moyen. Contrairement aux gneiss de type Kivijärvi, ils ne sont pas ou peu affectés par la migmatisation et contiennent plus rarement des enclaves amphibolitiques. Par contre, ils sont recoupés par des filons de roches basiques très probablement liés aux ceintures de roches vertes (Martin, 1985).

Les compositions minéralogiques et chimiques des deux types de gneiss sont tout à fait semblables. Les minéraux principaux constituant les gneiss gris sont le quartz, le plagioclase (oligoclase: An<sub>15-30</sub>), la biotite et la hornblende. Le feldspath potassique (microcline) est moins fréquent ou toujours en faible quantité. Les minéraux secondaires et accessoires sont l'apatite, le sphène, l'allanite, la pistachite, la zoïsite, la clinozoïsite et le zircon. Les teneurs moyennes en éléments majeurs sont analogues dans les deux générations de gneiss de la suite TTG (Martin, 1985).

Une autre variété de gneiss gris échantillonnés dans le socle archéen de Laponie finlandaise (région de Koitelainen au Sud des Bélomorides), a fait l'objet d'études géochronologiques détaillées (Kröner et al., 1981; Patchett et al., 1981; Jahn et al., 1984). Bien que les âges obtenus (env. 3,1 Ga) soient plus vieux que ceux des gneiss de Finlande orientale, il est possible qu'ils soient les équivalents des gneiss de type Kivijärvi (cf. discussion in Martin, 1985).

## 2 - Les ceintures de roches vertes

Cartographiquement, elles dessinent une bande discontinue d'environ 200km de long qui n'excède pas 20km de large. L'orientation générale est Nord-Sud. Cette bande se divise en trois ceintures qui sont respectivement du Sud au Nord (cf. Fig.3) :

- la ceinture de Tipasjärvi (la plus petite)
- la ceinture de Kuhmo (la plus longue env. 120km)
- la ceinture de Suomussalmi.

Au sein des ceintures de roches vertes, trois ensembles lithostratigraphiques ont été distingués (Blais et al., 1977a et b): Deux ensembles volcaniques séparés par un ensemble de dépôts sédimentaires.

- Le cycle volcanique inférieur. Les roches de ce cycle se présentent sous forme de coulées ou de petites intrusions ultrabasiques, de laves basaltiques soit en coulées massives soit en pillow - lavas, de brèches volcaniques et de filons gabbroïques. Ce cycle inférieur a des affinités tholeitiques (s.l.) et comprend deux séries: la première est komatiitique avec des roches à compositions périclinitiques ( $MgO > 30\%$ ), picritiques ( $30\% \geq MgO \geq 12\%$ ) et basaltiques ( $MgO > 12\%$ ). La seconde série est tholeitique au sens strict; elle est principalement formée de gabbros avec parfois des cumulats à clinopyroxènes.

- Les formations sédimentaires métamorphisées, se composent de micaschistes pélitiques, de greywackes et de schistes graphiteux. Des quartzites, des conglomérats et quelques roches effusives (tuffs acides et coulées basaltiques) sont occasionnellement associés à ces formations. Ces sédiments ont des origines diverses: les uns proviennent des roches volcaniques du cycle inférieur de la ceinture, d'autres proviennent de l'érosion du socle adjacent.

- Le cycle volcanique supérieur représenté par des roches acides à intermédiaires, tuffacées. Les roches de composition andésitiques à rhyolitiques sont d'affinité calco-alcaline. C'est à ce cycle volcanique qu'appartient le volcanisme de Luoma (ceinture de Suomussalmi) qui sera examiné plus en détail dans la suite de cette étude.

Une datation par la méthode Pb-Pb (roche totale) a été faite sur 8 échantillons prélevés dans chacune des trois ceintures de roches vertes: 5 du cycle inférieur (3 komatiites et 2 tholeites), 3 du cycle supérieur. L'âge obtenu qui correspond à un âge moyen des ceintures, est de  $2660 \pm 40$  Ma (Vidal et al., 1980). Il est semblable à celui des ceintures de ce type connues dans l'Archéen d'autres régions du monde.

Les études pétrologiques, géochimiques et géochronologiques faites par les géologues finlandais aboutissent à un schéma stratigraphique des ceintures plus complexe dans lequel trois groupes sont distingués à l'Archéen (Taipale et al., 1980): du plus ancien au plus jeune, les groupes de Luoma, de Kellojärvi et de l'Ontojärvi (tab.1). Nous retiendrons que, dans ce schéma, le volcanisme intermédiaire à acide du groupe de Luoma est le plus ancien de la pile stratigraphique. Il est rattaché à l'Archéen inférieur. L'étude partielle de ce volcanisme faite dans ce mémoire m'amènera à discuter sa position stratigraphique.

Enfin, il faut noter l'existence de niveaux conglomératiques dans lesquels se trouvent en autres, des galets granitiques datés à 2,5 Ga (GSF, Ann. rep., 1978). Ces conglomérats reposent en discordance sur les volcanites des ceintures. Taipale et al. (1980) leur attribuent un âge carélien.

ERE	SUPER GROUPE	GROUPE	FORMATION	LITHOLOGIE	AGE M.a	N.B.
PROTEROZOIQUE	SUPER GROUPE KARELIEN	Groupe JATULIEN		Albite diabase	2100	
		Groupe de SUMISARIOLA		Volcanites basiques Conglomérats	2513 <sup>(a)</sup> 2454 <sup>(a)</sup>	<sup>(a)</sup> Galets granitiques du conglomérat
?	?	?	?	?	?	Discordance ?
ARCHEEN SUPERIEUR	SUPER GROUPE DE KUIIMO	Groupe de L'ONTOJARVI	Formation de PETAJANIEMI	Micaschistes Péridotites komatiitiques. Sills tholéiitiques BIF Basaltes tholéiitiques		
			Formation de JUURIKKANIEMI	Micaschistes Quartzites <sup>(1)</sup> Volcanites intermédiaires et acides <sup>(2)</sup> Conglomérats	2750 1 3000 <sup>(b)</sup> 2765 <sup>(2)</sup>	<sup>(b)</sup> Zircon détritique
		Groupe du KELLOJARVI	Formation de SIIVIKKOVAARA	Tuffs mafiques et ultramafiques Serpentinites Pyroxénites komatiitiques Péridotites komatiitiques		recoupé par des tonalites à 2800
			Formation de PAHAKANGAS	BIF Basaltes tholéiitiques		
		?	?	?	?	Discordance ?
ARCHEEN INFÉRIEUR	SUPER GROUPE BELOMORIEN	Groupe de LUOMA		BIF Phyllites Grauwackes <sup>(3)</sup> Volcanites intermédiaires et acides <sup>(4)</sup>	<sup>(3)</sup> 2965  3250 <sup>(4)</sup> 3030	

Tableau 1 : Schéma stratigraphique de la ceinture de roches vertes de Kuhmo d'après Taipale et al. (1980).

### 3 - LES INTRUSIONS GRANITIKES - RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS

Diverses cartes géologiques de la région du Kainuu ont été publiées faisant mention de massifs granitiques. Les deux plus anciennes (au 1/40.000e) couvrent toute la région étudiée: la feuille de Nurmes pour le Sud, levée par Wilkman (1921) et la feuille de Suomussalmi pour le Nord par Matisto (1958).

Plus récemment, Hyppönen (1973, 1976, 1978, 1983) a publié des cartes au 1/100000e couvrant le Sud et le centre de la ceinture de Kuhmo ainsi que le socle adjacent (sud et ouest). Une multitude de petits massifs granitiques recoupant les gneiss du socle y figure.

Blais et al. (1977a, et b) ont mis en évidence un important plutonisme acide à intermédiaire. Deux types de granitoïdes sont reconnus: les plus anciens sont des granodiorites porphyroïdes, les plus jeunes des granodiorites, des tonalites, des leucogranodiorites et leucogranites roses ainsi que des pegmatites associées. Gaál et al. (1978) divisent l'ensemble granito-gneissique de l'Archéen de Finlande ("Granitoid association") en trois générations qui correspondent aux périodes: 3000 Ma; 2800-2700Ma; 2700-2500 Ma. (Pour ces auteurs, les ceintures de roches vertes se mettent en place durant la période 3000-2800 Ma). La première génération est formée de roches migmatitiques. La seconde est composée de leucogranodiorites et de trondhjémites et sont le résultat de la paléogénèse des gneiss de première génération. Les analyses en U-Pb sur zircon donnent un âge de 2800 Ma (Kouvo et Tilton, 1966) pour des granodiorites recoupant des ceintures de roches vertes, en particulier celle de Suomussalmi. Les granites potassiques tardi à post-cinématiques constituent la troisième génération de l'association. Parmi eux, le granite de Kutsu (au Sud de la Finlande) donne un âge U-Pb sur zircon de 2650 Ma (GSF, Ann. Rep., 1968).

L'ensemble de ces données et résultats sera repris et discuté au cours de notre étude. Des données récentes, spécialement sur les gneiss ocellés de Suomussalmi (Martin et al., 1983a et b; Martin et Querré, 1984), viendront compléter ce travail.

Enfin un cortège filonien recoupant les trois ensembles gneiss - ceintures - granites, se met en place tardivement. Il se présente sous forme de dykes de diabase. Leur orientation est très constante sur l'ensemble du terrain étudié N130°/N160°. Ils ont été datés à 2,1 Ga par Kamo (in Hyppönen, 1984).

Le socle archéen du Kainuu est donc principalement constitué de la trilogie socle gneissique - ceintures de roches vertes - intrusions granitiques. Ils se prolonge en Carélie soviétique jusqu'aux abords de la Mer Blanche, des lacs Onéga et Ladoga. Les mêmes grands ensembles que ceux observés dans le Kainuu y ont été décrits (Rybakov et Lobach-Zhuchenko, 1981). Cinq groupes de ceintures de roches vertes se répartissent dans un vaste socle granitoïde (Fig. 4). Ces terrains montrent des caractères très comparables à ceux de Finlande orientale

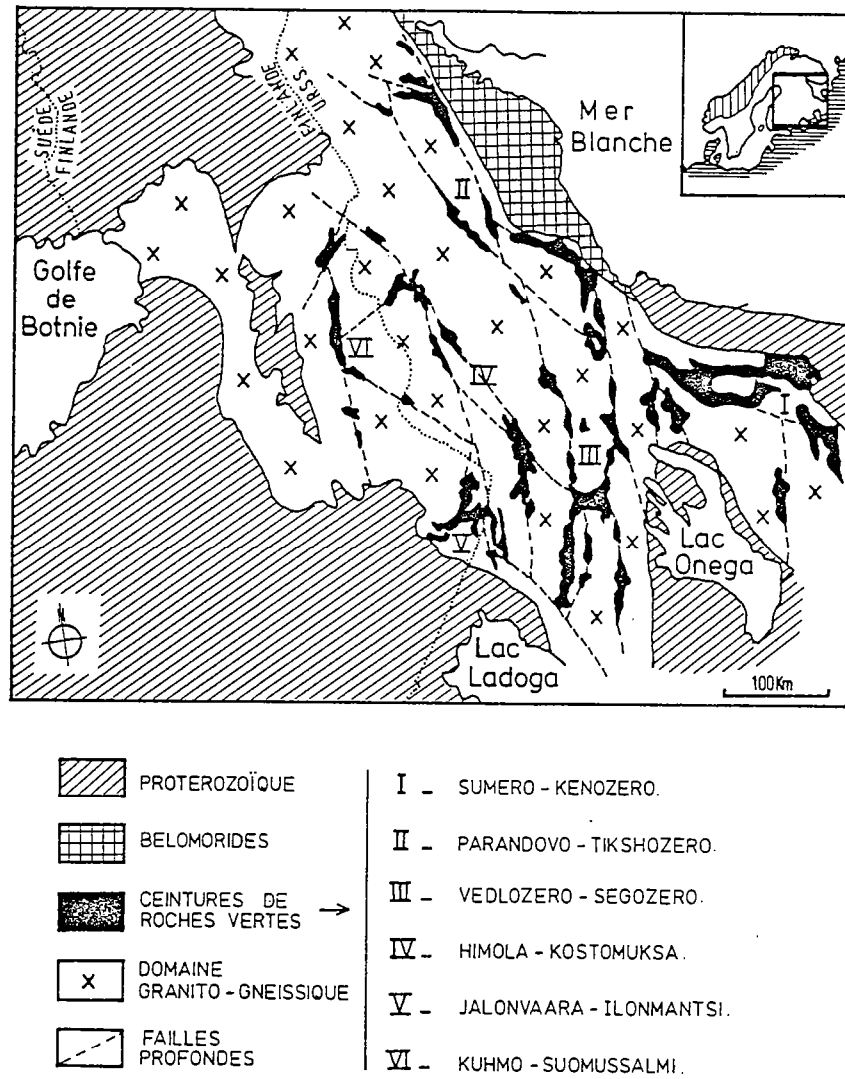


Figure 4 : Carte géologique des ceintures de roches vertes du craton Fénno-Carélien (Finlande-URSS) ; d'après Rybakov et Lobach-Zuchenko (1981).

## B - DEFORMATION ET METAMORPHISME

Les relations qui existent entre les trois ensembles lithologiques précédemment décrits sont toujours délicates à observer (lacunes d'observation dues au recouvrement par les moraines, contacts faillés, intrusions granitiques masquant les contacts socle-ceintures). Cependant, la chronologie des événements a pu être reconstituée en fonction de critères structuraux auxquels sont liés ou non des caractères métamorphiques. Les données radiométriques récentes déjà mentionnées ont corroboré ces résultats.

### 1 - Les phases de déformation

Au total, quatre phases principales de déformation ont été mises en évidence dans le socle de Finlande orientale (Bertrand et al., 1978).

. Phase 0 (F0): La première phase reconnue n'affecte que le socle gneissique (gneiss de type Kivijärvi) et a permis de préciser le caractère ancien de ce socle par rapport aux ceintures de roches vertes. Elle se traduit par la présence d'un rubanement tectonométamorphique des gneiss gris, caractère d'ailleurs typique de beaucoup de gneiss archéens. Cette déformation associée à une migmatisation précoce ne représente sans doute que l'un des derniers stades observables d'une évolution tectonométamorphique complexe propre aux gneiss de Kivijärvi.

. Phase 1 (F1): Cette phase, ainsi que les suivantes, affecte le socle gneissique et les ceintures de roches vertes. Elle conduit à la formation d'une foliation ( $S_1$ ) associée à de rares microplis isoclinaux qui déforment le litage volcano-sédimentaire des ceintures et le rubanement des gneiss. Cette déformation n'a pas entraîné de linéation minérale notable.

. Phase 2 (F2): Les mégastructures cartographiques des ceintures de roches vertes de direction Nord-Sud, sont dues à cette phase de déformation pénétrative. A l'affleurement, elle se manifeste par des plis droits à plan axial et foliation parallèles subverticaux d'orientation N 190°/N 210°. Les axes de plis ont un plongement variable mais toujours très fort. Conséquence de cette phase de déformation, les ceintures de roches vertes se trouvent actuellement sous forme de structures synclinales pincées. Les flancs de ces structures sont alors souvent affectés par des cisaillements subverticaux ou par des failles normales.

. Phase 3 (F3): Elle affecte tous les ensembles lithologiques du Kainuu. La déformation associée est non pénétrative. Elle se traduit par d'importants cisaillements indifféremment dextres ou sénestres engendrant une néofoliation et des microplis en chevrons. La direction N 130°/N 160° de ces fractures est très constante à travers tout le socle de Finlande orientale. Les fractures définissent des couloirs de 10 m à quelques kilomètres de largeur. Elles ont une influence sur la topographie actuelle (lignes de vallées, allongement des lacs, voir fig.6).

Parmi ces diverses phases de déformation, seule les trois premières ( $F_0$ ,  $F_1$ ,  $F_2$ ) sont liées à l'évolution archéenne. La dernière ( $F_3$ ) est nettement postérieure et doit être attribuée au Carélien (Bertrand et al., 1978).

En résumé, ces rappels structuraux permettent de mettre en évidence les points suivants :

1 - l'existence d'un socle anté-ceintures de roches vertes possédant une histoire tectonométamorphique propre ( $F_0$ ).

2 - L'essentiel des structures cartographiques actuellement observable est engendré par la phase 2 (configuration géologique des ceintures).

3 - Les structures majeures des ceintures et des gneiss, liées à la phase 2, sont verticales à subverticales.

## 2 - Les épisodes métamorphiques

Le problème du métamorphisme des diverses formations du Kainuu a été abordé dans l'étude structurale de Bertrand et al. (1978). Les études minéralogiques et pétrologiques récentes portant essentiellement sur les roches des ceintures ont permis de préciser l'évolution métamorphique des formations supracrustales (Taipale et al., 1980; Piquet, 1982).

Piquet (1982) met en évidence trois stades successifs dans l'évolution métamorphique des roches ultrabasiques (ceintures de Suomussalmi et Kuhmo): le premier stade correspond à une serpentinitisation précoce à basse température. Elle est contemporaine du magmatisme ultrabasique lui-même. Le second stade est caractérisé par un métamorphisme prograde auquel succède une nouvelle serpentinitisation correspondant au troisième stade.

C'est durant le second stade que l'ensemble des formations des ceintures de roches vertes subit un métamorphisme général. Les paragenèses correspondantes se situent dans le faciès schistes verts et dans le faciès amphibolite. Les températures atteintes sont situées entre 450°C et 535°C pour des pressions de l'ordre de 2Kb. De plus, Piquet (1982) envisage au cours de ce métamorphisme le rôle important d'une phase fluide qui provoque des phénomènes de décarbonatation. Bien qu'elle ait pu se poursuivre plus tard, cette métagénèse est contemporaine du métamorphisme général.

L'étude métamorphique des différents groupes de roches des ceintures faite par les géologues finlandais les a amenés aux conclusions suivantes (Taipale et al., 1980):

- le degré du métamorphisme dans les ceintures de roches vertes du Kainuu est faible à moyen dans la nomenclature de Winkler (1979),

- pour ces auteurs, il semble que le métamorphisme ne soit pas uniforme sur toute la longueur des ceintures et qu'il soit plus élevé au Sud (ceinture de Tipasjärvi) qu'au Nord (ceinture de Suomussalmi).



Ce métamorphisme est l'équivalent du stade 2 de Piquet (op. cit.). L'épisode de métamorphisme rétrograde enregistré ensuite par l'ensemble des ceintures correspond au stade 3 de Piquet.

Le socle gneissique a subi la même histoire métamorphique que les ceintures de roches vertes. Cependant, il est possible de mettre en évidence dans les gneiss de Kivijärvi, l'existence d'un épisode anatectique ancien, antérieur à la mise en place des gneiss de Naavala. Cette migmatisation précoce (métatexites I) est contemporaine de la déformation F<sub>0</sub> (Martin, 1985).

Le caractère le plus marquant du métamorphisme ultérieur est son degré élevé allant jusqu'à la migmatisation observée à grande échelle dans les gneiss du socle, particulièrement ceux de Kivijärvi. La diatexie est atteinte dans les stades les plus poussés, affectant plus ou moins les enclaves basiques. Cet épisode majeur de migmatisation est lié à la phase 2 (F<sub>2</sub>) de déformation (Martin, 1985).

Les principales données sont présentées dans le tableau 2, schématisant les grands traits de l'évolution du socle de Finlande orientale.

	LITHOLOGIE	DEFORMATION	METAMORPHISME
PROTEROZOIQUE		F <sub>3</sub> CISAILLEMENT N130°-N160°	
INFERIEUR	MISE EN PLACE DES DYKES DE DIABASE (CARELIEN)		
A R C H E E N	MISE EN PLACE DES GRANITOIDES	F <sub>2</sub> PLIS AMPLES NS	METAMORPHISME GENERAL -2ème migmatisation des gneiss métatexites II + Diatexites -métamorphisme des ceintures faciès schistes verts-amphibolite
		F <sub>1</sub> PLIS ISOCLINAUX	
	MISE EN PLACE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES		
	MISE EN PLACE DU PROTOLITHE DES GNEISS DE NAAVALA		
		F <sub>0</sub> RUBANEMENT	1er MIGMATISATION METATEXITES I
	MISE EN PLACE DU PROTOLITHE DES GNEISS DE KIVIJÄRVI		

Tableau 2 : Les grands traits de l'évolution du socle de Finlande orientale  
(d'après Blais et al., 1977a ; Bertrand et al., 1978 ; Martin, 1985).



SECONDE  
PARTIE

CARACTERISATION DES PRINCIPALES  
FORMATIONS PLUTONIQUES  
POST-CEINTURES DE  
ROCHES VERTES



Le terrain étudié (environ 15000km<sup>2</sup>) se situe essentiellement dans la province du Kainuu, en Finlande orientale (Fig.3). Il débordé légèrement au Nord et au Sud de cette province.

Une prospection à grande maille a été faite sur l'ensemble du terrain en se basant sur les diverses cartes géologiques de la région (Wilkman, 1921; Matisto, 1958; Hyppönen, 1973, 1976, 1978). L'étude cartographique des intrusions granitiques n'a pas la prétention d'être exhaustive mais sert de base aux études pétrographique, géochimique et géochronologique. Ce travail m'a permis de reconnaître et de caractériser le magmatisme tardif sur l'ensemble du Kainuu. Une étude plus détaillée a porté sur des zones spécifiques afin de préciser les données générales, en particulier en ce qui concerne les relations granitoïdes-encaissant et la mise en évidence des variations pétrologiques et géochimiques.

## CHAPITRE I

## PRESENTATION - LA REGION D'AROLA

## I - LOCALISATION ET CARTOGRAPHIE

La région d'Arola se situe à l'Ouest de la ceinture de Kuhmo (Fig.3). C'est dans cette région que les deux grands types d'intrusions tardi-ceintures ont été définis.

Il est possible sur une dizaine de kilomètres carrés d'observer plusieurs unités lithologiques ainsi que leurs relations chronologiques. Les affleurements naturels et artificiels sont suffisamment nombreux et rapprochés pour lever une carte de détail (Fig.5).

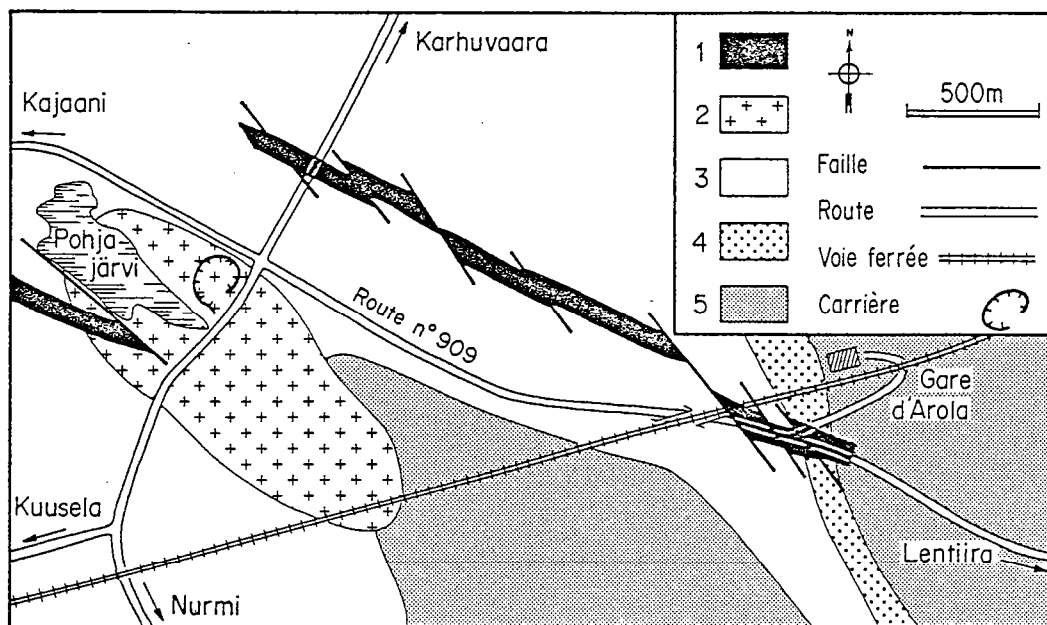


Figure 5 : Carte géologique de détail de la région d'Arola.

- (1) filon de diabase carélienne
- (2) granite rose
- (3) granodiorite porphyroïde
- (4) sédiments (ceinture de roches vertes)
- (5) amphibolites du cycle volcanique inférieur des ceintures

## II - LES UNITES OBSERVEES ET LEURS RELATIONS

Les quatre unités lithologiques principales qu'on rencontre dans la région d'Arola sont:

1. Des laves à composition basaltique sous forme de coulées massives et qui appartiennent à la ceinture de roches vertes de Kuhmo.

2. Une granodiorite porphyroïde (planche 1, photo 1) ainsi que des enclaves basiques. Des filons de cette granodiorite injectent et recoupent les roches volcaniques de la ceinture (planche 1, photo 2 et 3).

3. Un granite rose leucocrate (planche 2, photo 4) et des filons associés: aplites et pegmatites roses. Des filons de granite rose à tendance aplitique recoupent la granodiorite porphyroïde (planche 2, photo 5). Des filons pegmatoïdes roses associés au leucogranite injectent les formations de la ceinture de Kuhmo (planche 2, photo 6).

4. Une diabase en dykes qui dessinent des petites lignes de crêtes orientées N130°. Ces dykes recoupent la ceinture et les deux formations plutoniques (granodiorite et leucogranite).

Des unités lithologiques identiques présentant les mêmes relations sont observables en dehors de la région d'Arola.

De plus, un granite gris associé aux granodiorites porphyroïdes, affleure en de multiples points du socle. Il est souvent en filon et est recoupé par les granites roses. Beaucoup plus rarement, le granite gris est intrusif dans des granodiorites porphyroïdes (ex.: point de Suomussalmi-Ammänsaari). L'étude pétrologique et géochimique de ce granite a montré qu'il pouvait effectivement être rattaché aux granodiorites porphyroïdes. Aussi son étude sera-t-elle faite conjointement à celles des granodiorites.

## III - CONCLUSIONS

A partir des données de terrain, il est possible d'établir une chronologie relative des événements magmatiques qui se sont développés dans le Kainuu:

- Mise en place des piles volcaniques des ceintures dans le socle gneissique.
- Mise en place des granodiorites porphyroïdes et des granites gris associés.
- Mise en place de leucogranites roses et d'un cortège filonien (aplites et pegmatites).
- Fracturations, décrochements et mise en place tardive de diabase.

Cette succession permet de définir les deux principales formations plutoniques dont les âges de mise en place sont compris entre 2,65 Ga, âge de la ceinture et 2,1 Ga, âge des dykes de diabase:

- les granodiorites de type Arola,
- les leucogranites de type Arola.

PLANCHE 1

PHOTO 1 : granodiorite à phénocristaux de feldspath potassique d'Arola.

PHOTO 2 : filon de granodiorite porphyroïde intrusif dans les volcanites basiques des ceintures de roches vertes.

PHOTO 3 : détail de la photo 2.

PLANCHE 2

PHOTO 4 : leucogranite rose de la carrière d'Arola. On remarquera les diaclasses à plans conjugués.

PHOTO 5 : filons de granite rose intrusifs dans la granodiorite porphyroïde.

PHOTO 6 : sill de pegmatite rose injectant les formations volcaniques de la ceinture de Kuhmo (cycle volcanique inférieure).



planche 1



NE



NE



planche 2



41



42



43



## CHAPITRE II

### LES GRANODIORITES DE TYPE AROLA

Les granodiorites de type Arola, d'aspect gneissique, ont longtemps été considérées comme des roches très anciennes, faisant partie du socle gneissique (Blais et al., 1977a et b; Bertrand et al., 1978; Vidal et al., 1980). Toutefois, le fait que ces roches soient intrusives dans les ceintures de roches vertes souligne le caractère tardif de ce plutonisme granodioritique.

De plus, les granites gneissiques précaréliens (faciès porphyrique) cartographiés par Hyppönen (1973, 1976, 1978) appartiennent à l'ensemble granodioritique de type Arola. En fait, l'extension des granodiorites a été sous-évaluée.

#### I - ETUDE PETROGRAPHIQUE

##### A - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT

###### 1 - Les massifs

Les granodiorites de type Arola affleurent en de multiples points. Schématiquement, la répartition spatiale des granodiorites est la suivante:

- \* des plutons sont distribués le long des ceintures de roches vertes de part et d'autre de celles-ci. Souvent de forme allongée (Nord-Sud), ils sont parallèles à la direction générale des ceintures.

- \* d'autres plutons se répartissent dans le socle gneissique et sont plus éloignés des ceintures.

Le groupement de plusieurs de ces plutons peut définir des massifs englobant parfois des éléments du socle gneissique ancien.

Le contour géologique des massifs n'a pu être déterminé avec exactitude. Une étude cartographique systématique est pour cela nécessaire. L'extension donnée aux massifs est minimale et correspond à une estimation.

Les principaux massifs sur lesquels porte l'étude pétrographique sont les suivants (Fig.6):

Le massif d'Arola-Hiisijärvi affleure le long de la ceinture de Kuhmo. C'est le massif le plus important: 50km de long (Nord-Sud) sur 25km de large environ. L'étude géochimique et géochronologique fait en grande partie référence à ce massif.

Le massif d'Hyrnsalmi situé au Nord-Ouest du terrain; sa surface est d'environ 350km<sup>2</sup>. Il est recouvert à l'Ouest et au Sud-Ouest par les formations transgressives caréliennes, en l'occurrence conglomérats et quartzites.

Le massif de Kuhmo se trouve au Sud-Est de la ceinture de roches vertes du même nom et affleure aux abords de celle-ci.

Le massif de Kiekinkoski au Sud-Est du terrain; il se trouve dans le prolongement de la branche Sud-Est de la ceinture de Kuhmo. Une autre petite ceinture de roches vertes située sur le même axe, affleure en Carélie soviétique (Rybakov et Lobach-Zhuchenko, 1981) (Fig.4).

Le massif de Suomussalmi en contact direct avec l'extrémité sud de la ceinture de Suomussalmi; il s'étend vers le Sud-Sud-Ouest dans la région d'Ammänsaari. Ce massif de granodiorites, connu également sous le nom de gneiss ocellés de Suomussalmi, a fait l'objet d'études particulières (Martin et al., 1983a et b).

Les massifs cités ici ne constituent que les principaux exemples parmi les intrusions de granodiorites de type Arola rencontrées dans la région.

Il existe un autre type de massif plutonique qui présente des similitudes avec ceux de type Arola (caractère intrusif dans les ceintures, occurrence le long des ceintures): ce sont des diorites quartziques souvent à petits phénocristaux de plagioclase. Dans les contacts ceinture-domaine granito-gneissique, ces roches sont très fréquemment mylonitisées. A propos de ces intrusions, nous nous référerons au cours de ce mémoire aux cartes géologiques de la région (Hyppönen, 1973, 1976, 1978) ainsi qu'à la légende de ces cartes (Hyppönen, 1983).

En résumé, trois points importants sont à souligner:

- . les granodiorites de type Arola affleurent sur une surface relativement importante au sein du domaine granito-gneissique.
- . cartographiquement, les ceintures de roches vertes se répartissent sur un axe grossièrement Nord-Sud, séparant à leur niveau le domaine granito-gneissique du Kainuu en deux parties. Les massifs granodioritiques de type Arola se situent indifféremment dans les blocs ouest et est.
- . les massifs granodioritiques ont un développement plus important aux abords des ceintures ou dans le prolongement direct de leurs axes, là où elles n'affleurent pas.

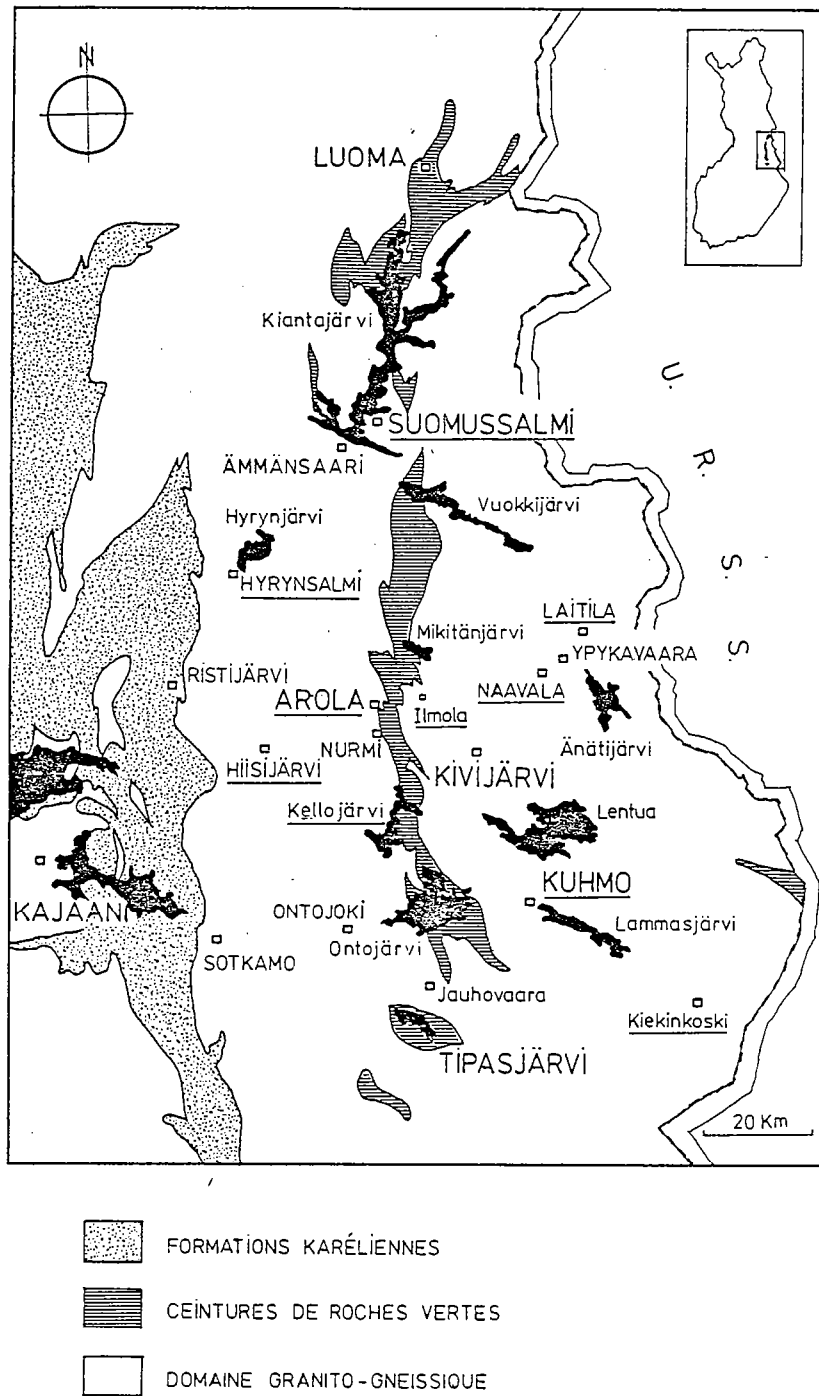


Figure 6 : Position des massifs granodioritiques de type Arola et toponymie.

## 2 - Relations granodiorites-encaissant

### a - Encaissant et granodiorites porphyroïdes

Les relations entre les granodiorites porphyroïdes et les roches vertes sont nettes: les granodiorites sont intrusives dans les ceintures et leurs filons les recoupent en divers endroits. Ceci est particulièrement bien exposé le long du contact entre le massif d'Arola-Hiisijärvi et la ceinture de Kuhmo (Fig.6).

Par contre les contrastes sont moins nets entre les gneiss du socle et les granodiorites (la taille des grains, les compositions minéralogiques et chimiques sont très proches les unes des autres) et la distinction entre les deux ensembles n'est pas toujours aisée. Toutefois, sur certains affleurements, il est possible d'observer des filons granodioritiques recouper nettement les gneiss anciens (ex: périphérie du massif d'Hyrnsalmi, bordure ouest du massif d'Arola-Hiisijärvi).

### b - Encaissant et granites gris

Les granites gris associés aux granodiorites, se présentent le plus souvent en filons décimétriques à métriques, recoupant fréquemment les structures gneissiques du socle (planche 3, photo 7). Des xénolithes de gneiss sont parfois entraînés dans le granite. Le petit massif d'Ilmola qui affleure à l'Est d'Arola (voir Fig.6) contient des enclaves arrondies de gneiss de Naavala situés plus à l'Est. A l'Est de Naavala, un autre granite gris en petit massif, passe progressivement à une granodiorite à phénocristaux. Il recoupe les filons basiques associés à la ceinture de Kuhmo (Martin, 1984).

Le passage granite gris - granodiorite porphyroïde permet de conclure que le granite représente bien un faciès particulier de l'ensemble granodioritique de type Arola.

## 3 - Structures

L'étude structurale des massifs granodioritiques n'a pas été menée de manière systématique et détaillée. Cependant, de l'ensemble des données structurales recueillies par les finlandais (Hyppönen, 1973, 1974, 1978) complété par de nombreuses observations, il est possible de dégager les grands traits structuraux des massifs.

Les massifs ont été repris postérieurement à leur mise en place par la tectonique carélienne: la foliation subverticale est orientée N 130°/N 160° et masque les structures antérieures. Néanmoins, si l'on fait abstraction des zones fortement affectées par cette tectonique, une tendance générale est mise en évidence, particulièrement aux abords des ceintures: la foliation a un pendage toujours très fort à vertical et statistiquement sa direction est Nord-Sud. D'autre part, les ceintures de roches vertes présentent souvent des ramifications dichotomiques. Entre les ramifications, la direction de la foliation en bordure interne des massifs intrusifs tend à tourner et à rester parallèle aux contacts des ceintures (Fig.7). De plus les phénocristaux de feldspath potassique non déformés s'orientent préférentiellement suivant cette foliation, déterminant des structures de flux



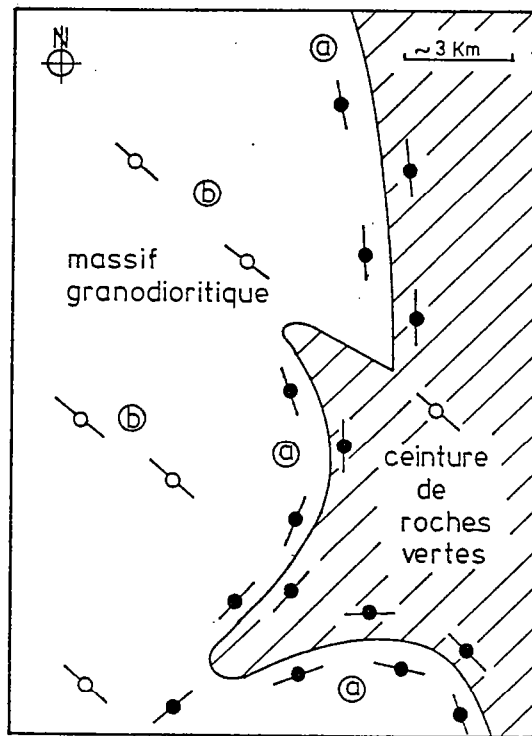


Figure 7 : Carte schématique montrant les trajectoires de foliation dans les granodiorites de type Arola aux abords des ceintures de roches vertes.  
 • (a) foliation primaire (structures de flux)  
 ⊗ (b) foliation secondaire N130° (tectonique carélienne)  
 n.b. le pendage des plans de foliation est le plus souvent vertical à subvertical.

typiques.

Si l'on fait référence aux différentes phases de déformation définies par Bertrand et al. (1978), nous pouvons conclure que les massifs granodioritiques de type Arola:

- n'ont pas subi la phase 1 (F1) de déformation reconnue dans la ceinture ;
- ont subi une tectonique verticale Nord-Sud, parallèle aux ceintures de roches vertes. Cette tectonique est associée à la phase 2 (F2) de déformation responsable des mégastructures des ceintures ;
- ont subi la tectonique N 130°/N 160° qui correspond aux cisaillements de phase 3 (F3) d'âge carélien.

En conclusion, la phase 1 de déformation est donc postérieure aux ceintures et antérieure à la mise en place des granodiorites.

Les structures de flux (foliation primaire, orientation des phénocristaux) sont orientées Nord-Sud, surtout aux abords des ceintures de roches vertes. Ces caractères impliquent pour les massifs granodioritiques:

- une mise en place syntectonique,
- un âge qui est celui de la phase 2 (F2).

La genèse des granodiorites de type Arola est donc liée à la tectonique majeure des ceintures de roches vertes.

## B - CARACTERES MACROSCOPIQUES ET MICROSCOPIQUES

### 1 - Les granodiorites porphyroïdes

#### a - Caractères macroscopiques

Dans son ensemble, la roche est habituellement gris clair mais cette couleur peut varier depuis des termes leucocrates à mélanocrates et ceci sur un même affleurement. Lorsque la roche est altérée, elle est recouverte d'une patine rosée et certaines fois, l'érosion tend à laisser les phénocristaux en relief.

Cette structure porphyrique ainsi que l'aspect gneissique des granodiorites font qu'elles sont aussi connues sous le nom de gneiss ocellés (Bertrand et al., 1978, Martin et al., 1983a et b; Martin et Querré, 1984).

Le grain de la roche apparaît assez hétérogène. La cristallinité est de l'ordre de 2 à 3mm. La taille moyenne des phénocristaux est d'environ 2cmx1cm; ils atteignent exceptionnellement une longueur de 8cm (ex.: Mustilahti au Nord-Ouest du Kellojärvi). Ces phénocristaux présentent quelquefois une zonation concentrique soulignée par de fines biotites. Leur couleur peut varier du blanc au rose. Leur forme initiale est

subrectangulaire. Lorsqu'ils sont affectés par la déformation (tectonique carélienne), ils présentent des contours plus arrondis et peuvent se fracturer. Des phénocristaux peuvent avoir des queues de cristallisation, ce qui accentue l'aspect oeilé de la roche. Dans les zones où la déformation est la plus intense, la roche est très fortement cataclasée et sa structure oeilée n'est pratiquement plus discernable.

#### b - Etude minéralogique

La roche se compose de phénocristaux de feldspath alcalin dans une matrice essentiellement quartzo-feldspathique. Celle-ci est formée de plagioclase subautomorphe, de quartz et de feldspath alcalin xénomorphes. Les minéraux colorés parmi lesquels la biotite est dominante, constituent en moyenne 15% du volume de la roche.

La composition modale moyenne donnée dans le tableau 3 est d'après la classification de Streckeisen (1973), celle d'une granodiorite.

Quartz	32,6%
Plagioclase	37,9%
Feldspath alcalin	14,7%
Biotite	11,6%
Minéraux accessoires	3,2%

Tableau 3 : Composition modale moyenne des granodiorites porphyroïdes (type Arola).  
(moyenne de 17 échantillons).

Des différences pétrographiques sensibles existent entre divers échantillons (notamment dans les quantités relatives de phénocristaux). De ce fait, certaines roches ont une composition à tendance tonalitique. Elle est nettement granitique pour d'autres (voir Fig.9). Le terme de granodiorite auquel correspond la composition la plus commune est attribué pour désigner l'ensemble des roches.

#### Les phénocristaux de feldspath potassique

Noyés dans la matrice, leur abondance est très variable même à l'échelle de l'affleurement (ex. voir photo 5).

L'étude en lame mince montre qu'il s'agit essentiellement de microcline. Les cristaux présentent fréquemment la macle de Carlsbad. Ils sont souvent microperthitiques avec de minces filets parallèles ou des petites taches diffuses. Des bourgeons myrmékitiques toujours bien visibles, se développent au contact des cristaux de plagioclase. La zonation concentrique des phénocristaux se manifeste par la disposition des inclusions de petites tablettes automorphes de plagioclase et de biotite. Aucune variation notable des caractères optiques n'est observée du coeur à la bordure des cristaux; il s'agit toujours de microcline finement maculé.

Les phénocristaux à contours irréguliers montrent une bordure de recristallisation (microcline), caractéristique d'une blastèse. De petits filonnets à texture granoblastique les recoupent parfois.

#### La matrice

La taille du grain n'étant pas homogène, il est possible de subdiviser la matrice en deux parties. D'une part, des grandes plages polycristallines (quartz, plagioclase, feldspath alcalin) parfois de forme allongée dont la taille moyenne est de 3 à 4mm. D'autre part entre ces plages, une mésostase plus ou moins abondante dont le grain est beaucoup plus fin (100 à 300 $\mu$ ). La texture y est typiquement granoblastique (polygones plus ou moins réguliers) et parfois granuloblastique (angles à 120°). Ces parties recristallisées constituent une texture de "recuit". Cette blastèse est postérieure à la phase 3 de déformation; elle affecte les filons de diabase syn-phase 3 (texture coronitique).

.le plagioclase : c'est le seul minéral essentiel à avoir une nette tendance automorphe. Ses cristaux ont une forme globuleuse de quelques millimètres. Dans le détail, ses contours cristallins sont irréguliers. Les cristaux présentent d'une manière générale la macle de l'albite, à laquelle s'ajoute très rarement celle de la péricline. La composition moyenne du plagioclase est  $An_{25}$ , mais elle peut varier ( $An_{20}-An_{30}$ ), tout en restant dans les limites des compositions de l'oligoclase. Fréquemment, une fine bande d'albite s'est développée au contact du feldspath alcalin; elle n'est jamais altérée. Le plagioclase est souvent altéré (séricite, fines paillettes de muscovite, épidote en granules microscopiques). Dans la mésostase, le plagioclase est présent en petits cristaux légèrement altérés.

.le quartz : il est interstitiel et toujours xénomorphe. On l'observe sous forme d'agrégats polycristallins. Les grains à forme contournée sont souvent imbriqués les uns dans les autres et présentent une extinction roulante. Aux abords des cisaillements tardifs (F3 de direction N 130°/N 160°), les amas quartziques sont cataclasés et forment parfois des filets orientés suivant la direction de foliation (F3). Dans la mésostase, les petits cristaux polygonaux sont très communs. Ils ne sont alors ni déformés, ni fracturés.

.le feldspath alcalin : il s'agit essentiellement de microcline sous forme xénomorphe montrant un quadrillage caractéristique. Les cristaux, toujours frais, sont très légèrement perthitiques. De petits bourgeons myrmékitiques se développent occasionnellement au contact du plagioclase. Le microcline se trouve dans la mésostase en petits cristaux très frais, polygonaux.

.la biotite : elle se présente sous forme de cristaux allongés (1mm environ), automorphes qui moulent et contournent les autres minéraux. Sa couleur varie du vert brunâtre au brun. Les cristaux sont toujours fortement pléochroïques. Certains cristaux montrent des zones chloritisées. De fines paillettes de rutile (sagénite) en épitaxie dans la biotite témoignent d'une recristallisation à température inférieure à celle de la cristallisation initiale. Statistiquement, les cristaux s'orientent suivant la direction de la foliation primaire quand celle-ci est visible en lame mince.

Une deuxième génération de biotite constituée de rares individus se développe à proximité ou dans les cisaillements caréliens (F3) et recoupe alors la

foliation primaire.

.la hornblende : apparaît plus rarement. Deux variétés ont été reconnues.

La première (notée HbA) atteint exceptionnellement 5%. Elle est fortement pléochroïque (vert à vert pâle). Ce minéral est poeciloblastique et présente des inclusions fréquentes de biotite. Sa présence semble liée à une baisse de la quantité de feldspath alcalin (tendance tonalitique).

La seconde variété de hornblende (notée HbB) est encore plus rare et toujours en faible proportion ( < 1 à 2%). De couleur vert-brunâtre foncé, son pléochroïsme est moins marqué. Les inclusions multiples de grains opaques lui donnent un aspect piqueté. La biotite n'y est jamais en inclusion. Cette hornblende (HbB) se trouve exclusivement dans les échantillons prélevés au niveau des filons intrusifs dans les ceintures ou aux abords immédiats de celles-ci.

Tous les autres minéraux sont accessoires. Globalement, ils représentent 3% en moyenne de la roche. Ce sont :

.le sphène : sous forme d'agrégats, rarement autormorphe,

.l'apatite : en cristaux globuleux et souvent en inclusion dans la biotite,

.l'allanite : en prismes automorphes et souvent zonés. Elle développe un halo pléochroïque au contact de la biotite,

.le zircon : omniprésent soit en inclusion dans la biotite soit en cristaux (300µ maximum) associés aux autres minéraux. Un caractère constant des cristaux de zircon est leur aspect zoné. La croissance du minéral en fines couronnes s'opère autour d'un coeur probablement hérité,

.les minéraux opaques : en faible quantité. Certains échantillons contiennent de grands cristaux polygonaux de magnétite (jusqu'à 800µ),

.les épidotes (autres qu'allanite), la pistachite, la clinozoïsité et la zoïsité en petits granules souvent associés à la biotite.

.la chlorite, la séricite, la muscovite, les épidotes et de petits minéraux opaques résultent de la déstabilisation des minéraux primaires,

.la calcite : c'est un minéral que l'on rencontre dans la totalité des roches proches des ceintures de roches vertes ou en contacts avec celles-ci (Fig.8). Elle est accessoire et ne dépasse pas 3% de la roche.

La calcite a été mise en évidence par microscopie et coloration sélective. Les cristaux interstitiels sont isolés et disséminés dans la roche. Certains sont inclus dans des minéraux tels que le plagioclase et le microcline en phénocristaux. Beaucoup plus rarement ils constituent de petits filonnets tardifs.

L'ensemble des granodiorites porphyroïdes peut donc être subdivisé en deux groupes principaux (notés A et C) auxquels correspondent les paragenèses suivantes :

Groupe A : Qz + Pl + FK + Bi ± HbA

Groupe C : Qz + Pl + FK + Bi + Cc ± HbA ± HbB

Les granodiorites du groupe C affleurent dans les zones assez étroites (quelques kilomètres) encadrant les ceintures de roches vertes. Les granodiorites du groupe A se

Gneiss	GRANODIORITES	Ceintures de roches vertes
	<p>QUARTZ</p> <p>PLAGIOCLASE</p> <p>FELDSPATH ALCALIN</p> <p>BIOTITE</p> <p>HORNBLENDE A</p> <p>CALCITE</p> <p>HORNBLENDE B</p>	
	<p>GROUPE A</p> <p>GROUPE C</p>	

Figure 8 : Occurrence en plan des principales phases minérales et des associations minéralogiques des granodiorites de type Arola en fonction de la position des affleurements par rapport aux ceintures de roches vertes.

	GRANODIORITES DE TYPE AROLA						GRANITES GRIS	
	GROUPE A		GROUPE C		ENSEMBLE A + C			
	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$
Qz	34,4	4,2	28,1	1,3	32,6	4,6	32,2	5,0
FK	14,3	6,2	15,6	3,6	14,7	5,6	28,0	4,6
Pl	36,9	4,9	40,1	2,9	37,9	4,7	33,6	4,1
Bi	11,9	5,3	10,8	0,1	11,6	4,4	3,0	2,4
Mu <sub>I</sub>	-	-	-	-	-	-	1,4	0,9
Epi	0,6	0,4	2,9	0,6	1,3	1,1	1,3	1,0
Ce	0	0	1,9	1,2	(0,6)	(1,1)	0	0
					non significatif			
TOTAL**	98,1	*(n=12)	99,4	*(n=5)	98,7	*(n=17)	99,5	*(n=6)
Qz+FK+Pl	85,6		83,8		85,2		93,8	

\*n : nombre d'échantillons analysés.

\*\* : les autres minéraux accessoires complètent le total à 100%

nb : la hornblende n'apparaît pas dans ce tableau bien qu'on puisse la rencontrer dans les granodiorites. Son pourcentage moyen ne dépasse pas 1%.

Tableau 4a: Compositions modales des roches de l'ensemble granodioritique de type Arola.

trouvent dans les zones plus éloignées des ceintures (Fig.8).

Les compositions modales moyennes des deux groupes de roches sont voisines l'une de l'autre (tab.4). Les granodiorites du groupe C montrent cependant une gamme de compositions plus restreinte ainsi qu'une proportion relative de quartz légèrement plus faible (Fig.9).

## 2 - Les granites gris

Les granites gris, roches leucocrates, sont pauvres en minéraux colorés. La fraction quartzo-feldspathique constitue en moyenne 94% de la roche (tab.4). La texture est grenue, plus rarement porphyrique (phénocristaux de feldspath alcalin). La cristallinité de la roche est de 1 à 2mm, avec des parties recristallisées à grain fin semblables à celles observées dans les granodiorites (texture granoblastique polygonale).

Le quartz, le plagioclase ( $An_{15-20}$ ) et le feldspath alcalin (microcline) sont les minéraux essentiels. Ils sont en proportions sensiblement égales; les roches ont toutes une composition de monzogranite (classification de Streckeisen, 1973; Fig.9). En bordure des cristaux de plagioclase et surtout au voisinage du microcline, se trouve très souvent un fin liséré d'albite (10 $\mu$ ). Le cœur du plagioclase est altéré. Les larges cristaux poecilites de microcline microperthitique englobent des cristaux de plagioclase et de quartz.

La biotite est le principal minéral ferromagnésien (3% en moyenne). Elle est toujours en proportion supérieure à la muscovite qui lui est souvent associée.

Les minéraux accessoires sont identiques à ceux des granodiorites (minéraux opaques, allanite, sphène, rutile, apatite, zircon, pistachite, clinozoïsite).

Les minéraux d'altération sont la séricite, la muscovite, la chlorite et les épidotes.

On notera l'absence de calcite.

## C - LES ENCLAVES

Les enclaves des granodiorites de type Arola sont de 4 types regroupés en 2 grandes catégories:

- des enclaves qui s'apparentent aux gneiss anciens (2 types)
- des enclaves qui s'apparentent aux roches des ceintures (2 types)

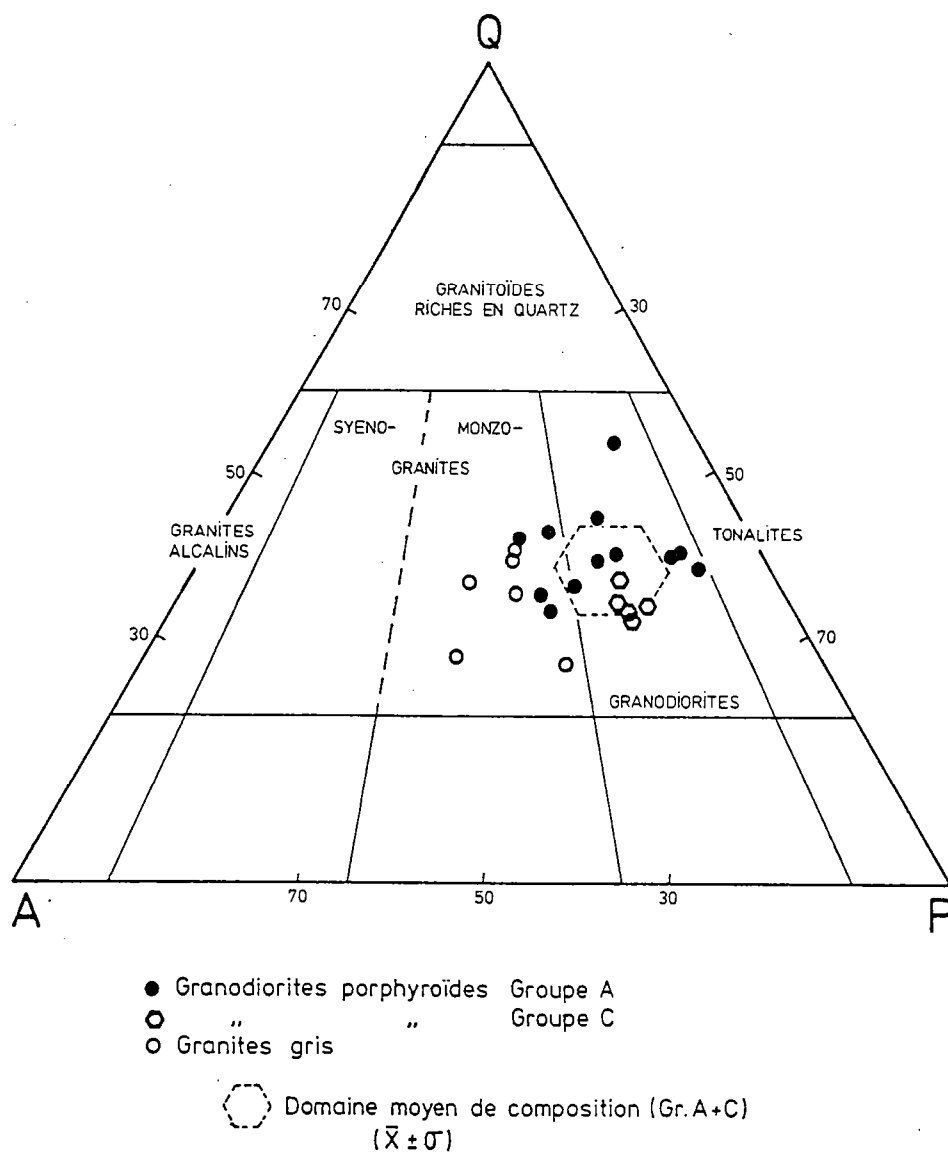


Figure 9 : Position des granodiorites porphyroïdes et des granites gris (ensemble des granodiorites de type Arola) dans le triangle de classification des granitoïdes (Streckeisen, 1973).



## 1 - Les enclaves apparentées aux gneiss anciens

Les deux types reconnus sont:

a - les enclaves de gneiss migmatisés (type 1), localisées dans les bordures de massifs proches du socle gneissique ancien. Systématiquement, elles se présentent sous forme de masses arrondies parfois métriques, noyées dans les granodiorites (planche 3, photo 8 et 9). Les structures de flux magmatique des granodiorites se moulent sur ces enclaves. A l'intérieur de celles-ci, on peut reconnaître le rubanement typique des gneiss de type Kivijärvi fait d'une alternance de lits mélanocrates, les plus nombreux, et de lits leucocrates (type métatexite). Le rubanement des gneiss tend à se déformer plastiquement et se parallélise lui aussi aux contours des enclaves. Les parties leucocrates de ces dernières se confondent et s'incorporent dans la masse granodioritique environnante. La minéralogie de ces enclaves est identique à celle des gneiss du socle (voir chapitre premier).

b - Les enclaves biotitiques (type 2) : ayant l'aspect caractéristique des mélanosomes observés dans les gneiss anciens migmatisés (Kivijärvi). Elles sont particulièrement bien exposées à Arola. Leur forme est arrondie (planche 3, photo 10) parfois allongée. Dans ce cas, elles sont orientées suivant les structures de flux des granodiorites. La roche, à grain fin (env. 200 $\mu$ ), est finement foliée. La biotite brune et le plagioclase (An<sub>30</sub>) sont les minéraux essentiels. Les minéraux accessoires sont la clinozoïsite, la zoïsite, l'apatite, l'allanite, le zircon et le sphène. La calcite, secondaire, est toujours présente en grande quantité (env. 5%) sous forme de petits filonnets ou de petits cristaux. La texture blastique de "recuit" s'y est développée tardivement.

## 2 - Les enclaves apparentées aux roches des ceintures

Deux types sont distingués :

a - Les enclaves amphibolitiques anguleuses (type 3) : elles sont assez rares et strictement limitées aux filons granodioritiques qui s'injectent dans les ceintures de roches vertes. Ces enclaves anguleuses sont incorporées sous forme de xénolites donnant les brèches intrusives des géologues finlandais (Hyppönen, 1973, 1974, 1978 ; Taipale et al., 1980). La nature amphibolitique de ces enclaves est analogue à celle des roches vertes encaissantes (voir chapitre premier).

b - Les enclaves amphibolitiques arrondies (type 4) : leur forme est parfois contournée. Elles se trouvent occasionnellement dans les granodiorites du groupe C, aux abords des ceintures de roches vertes (5 km au maximum à Akonlahti, région de Kuhmo). L'amphibole, le plagioclase et le quartz (en moindre proportion), sont les minéraux essentiels. L'amphibole est une hornblende vert foncé en cristaux automorphes (1,5 mm en moyenne). Les cristaux de plagioclase très altérés et de quartz interstitiel sont de petite taille (env. 500 $\mu$ ). Les minéraux accessoires sont la biotite (dominante) et souvent associée à l'amphibole, le sphène et le zircon.

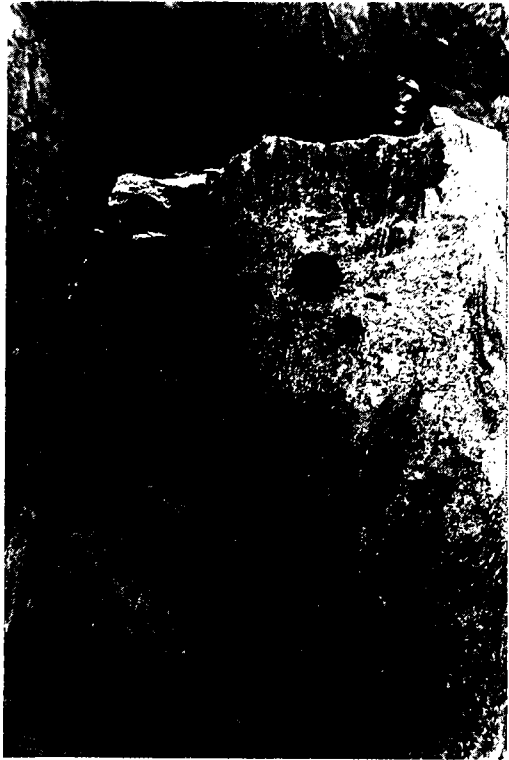
PLANCHE 3

PHOTO 7 : filon de granite gris recoupant les gneiss de Kivijärvi.

PHOTO 8 et 9 : enclaves de gneiss (type Kivijärvi) dans les granodiorites porphyroïdes (massif d'Hyrnsalmi).

PHOTO 10 : enclave de mélanosome des gneiss (type Kivijärvi) dans les granodiorites porphyroïdes d'Arola (enclave de type 2).

planche 3



7

88



100



89



Un caractère typique de ces enclaves est la présence de nombreuses passées de composition granodioritique qui traversent la roche (enclaves en voie d'assimilation). Au microscope, les limites de ces passées ne sont pas nettes; elles sont marquées par une augmentation progressive de l'abondance des cristaux d'amphibole. La calcite absente de la partie amphibolitique, se rencontre dans les passées granodioritiques en cristaux disséminés.

Il est aussi possible d'observer des introductions en force de minéraux ou groupe de minéraux (microcline, quartz) de la granodiorite porphyroïde dans l'enclave; ils ont alors une forme globuleuse.

En résumé, l'étude des enclaves dans les granodiorites de type Arola nous montre:

- qu'il existe deux grandes catégories d'enclaves apparentées soit au socle gneissique (métatexite ou mélanosome), soit aux ceintures de roches vertes (amphibolites à contours anguleux ou arrondis.
- que les enclaves apparentées aux gneiss anciens sont principalement rencontrées à la périphérie des massifs granodioritiques.
- que les enclaves apparentées aux ceintures se trouvent uniquement dans les granodiorites du groupe C et donc dans les parties de massifs situées aux abords des ceintures.

## II - CARACTERES CHIMIQUES

34 roches appartenant à l'ensemble des granodiorites de type Arola ont été analysées. Elles se répartissent de la manière suivante:

- 22 granodiorites porphyroïdes, dont
  - . 12 du groupe A (éloignées des ceintures)
  - . 10 du groupe C (proches des ceintures);
- 8 granites gris
- 4 enclaves mélanocrates
  - . 2 enclaves biotitiques (type 2, mélanosome des gneiss)
  - . 2 enclaves amphibolitiques arrondies (type 4: amphibolite des ceintures).

Pour les deux autres types d'enclave, les analyses seront empruntées à la littérature (gneiss: Martin et al., 1983b; Martin, 1985 et ceintures: Jahn et al., 1980).

La majeure partie des roches analysées provient du massif d'Arola-Hiisijärvi. Quatre échantillons (2 granodiorites et les 2 enclaves amphibolitiques) ont été prélevés dans le massif de Kuhmo. Quant aux granites gris, ils ont été échantillonnés en divers points du domaine granito-gneissique (voir annexe).

## A - LES ELEMENTS MAJEURS

## 1 - Les granodiorites porphyroïdes (tab.4' et 5)

Le tableau 4' concerne les roches du groupe C, le tableau 5, celles du groupe A.

Dans un même tableau, les analyses sont données dans l'ordre croissant de  $\text{SiO}_2(\%)$ , ce qui ne correspond pas à une répartition spatiale particulière.

Les roches des deux groupes ont des compositions acides ( $61\% < \text{SiO}_2 < 72\%$ ). Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fer total),  $\text{MgO}$  et  $\text{TiO}_2$  sont faibles; leur somme ne dépassant pas 7,22%. Celle-ci tend à diminuer à silice croissante, se traduisant par une baisse du pourcentage des minéraux colorés dans les roches (hornblende et biotite principalement). Les teneurs en éléments alcalins sont élevées (7,81% en moyenne). Le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est variable (valeurs extrêmes: 0,52 et 1,40) avec en général une prédominance de  $\text{Na}_2\text{O}$  sur  $\text{K}_2\text{O}$ . On remarquera à ce sujet des fluctuations des teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  qui du point de vue pétrographique, se traduisent par des proportions variables de microcline xénomorphe et surtout de phénocristaux (exemple des échantillons G149 et G189 qui montrent une variation de  $\text{K}_2\text{O}$  de 20% à teneurs en silice égales). Cette variation ne peut être attribuée à la biotite dont la proportion tend à baisser.  $\text{CaO}$  est en faible quantité (3,84% à 1,47%) par rapport aux éléments alcalins. Sa teneur ainsi que celle en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  baissent pour des teneurs en  $\text{SiO}_2$  croissantes.

N° Ech.	G 195	G 188	G 153	G 187	G 147	G 193	G 194	G 190	G 148	G 152	G 189	G 149		$x_A$	$\sigma_A$
$\text{SiO}_2$	64,40	66,76	66,90	66,94	67,25	67,33	67,77	69,35	69,94	71,91	72,00	72,32		68,57	2,41
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,37	16,28	16,18	16,23	15,22	15,86	15,58	15,62	15,14	14,56	14,58	14,24		15,49	0,71
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	4,99	4,24	3,94	4,18	3,91	3,93	3,74	3,34	2,77	1,60	2,29	2,17		3,42	0,96
MnO	0,07	0,08	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,04	0,06	0,04		0,06	0,01
MgO	1,54	1,37	1,29	1,38	1,29	1,12	1,08	0,99	0,83	0,47	0,66	0,62		1,05	0,33
CaO	3,63	2,34	3,09	2,37	1,92	2,83	3,01	2,51	1,88	1,64	1,70	1,47		2,37	0,64
$\text{Na}_2\text{O}$	4,26	4,89	4,63	5,03	4,11	4,12	4,00	4,80	4,30	3,97	4,16	3,46		4,31	0,43
$\text{K}_2\text{O}$	2,62	2,97	2,61	2,89	4,04	3,66	2,88	2,66	3,84	4,08	3,87	4,87		3,42	0,71
$\text{TiO}_2$	0,69	0,60	0,61	0,62	0,59	0,59	0,57	0,53	0,43	0,27	0,31	0,29		0,51	0,14
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,18	0,16	0,18	0,17	0,25	0,17	0,17	0,12	0,12	0,10	0,09	0,11		0,15	0,04
P.F.	0,67	0,51	0,70	0,50	0,59	0,52	0,48	0,48	0,59	0,48	0,48	0,56		0,55	0,07
Total	99,42	100,20	100,18	100,39	99,23	100,19	99,34	100,49	99,90	99,12	100,20	100,15		99,90	
I															
QzAbOrAn	88,47	89,90	90,79	90,32	89,21	91,60	90,67	92,78	92,99	94,51	94,58	94,50			
Qz	20,00	20,33	21,90	19,94	22,47	22,08	25,87	24,73	25,29	29,26	28,62	29,76			
Or	15,48	17,57	15,43	17,10	23,91	21,66	17,04	15,73	22,71	24,13	22,88	28,80			
Ab	36,00	41,32	39,14	42,52	34,74	34,82	33,80	40,56	36,34	33,56	35,16	29,24			
An	16,99	10,68	14,32	10,76	8,09	13,04	13,96	11,76	8,65	7,56	7,92	6,70			
An %	32,1	20,5	20,2	20,2	18,9	27,2	29,2	22,5	19,2	18,4	18,4	18,6			
I															
Barylites	10,86	9,79	8,69	9,57	10,59	8,07	8,19	7,23	6,32	4,13	4,06	5,09			

Tableau 4' : Composition chimiques en éléments majeurs des granodiorites porphyroïdes (type Arola) GROUPE A.

Si l'on compare les compositions moyennes ( $\bar{X}_A$ ,  $\bar{X}_C$ ), les deux groupes A et C n'ont pas des compositions chimiques fondamentalement différentes, à l'exception de MgO, CaO et de la perte au feu. Ils sont tous les trois en proportions plus élevées dans les roches du groupe C. La présence de carbonate (gr.C) ou son absence (gr.A) est ce qui, du point de vue minéralogique, différencie les deux groupes. Une dolomitisation des roches peut éventuellement entraîner de telles variations, mais l'étude en lames minces appuyée par des techniques de coloration montre de manière indubitable qu'il s'agit de calcite et non de dolomite. On constate effectivement une augmentation simultanée de la teneur en CaO et du pourcentage de perte au feu ( $CO_2$ ) dans les roches du groupe C. Quant à la différence des teneurs en MgO, elle ne peut pas être expliquée par la calcitisation.

Les normes, très semblables dans les deux groupes, montrent que toutes les roches sont saturées en silice: le quartz normatif varie de 9 à 30%. La composition largement quartzo-feldspathique des roches correspond bien aux pourcentages élevés des coupholites ( $\Sigma = Qz + Or + Ab + An$  compris entre 81% et 95%). Le plagioclase virtuel est de l'oligoclase ( $An_{32-18}$ ) ce qui correspond bien aux déterminations pétrographiques.

La classification de O'Connor (1965) basée sur les proportions relatives des feldspaths normatifs, ne peut être appliquée que dans le cas où le pourcentage de quartz normatif est égal ou supérieur à 10%. Excepté l'échantillon G215 ( $Qz=8,62\%$ ), toutes les roches satisfont à cette condition et sont donc représentées dans ce graphe (Fig.10). Les

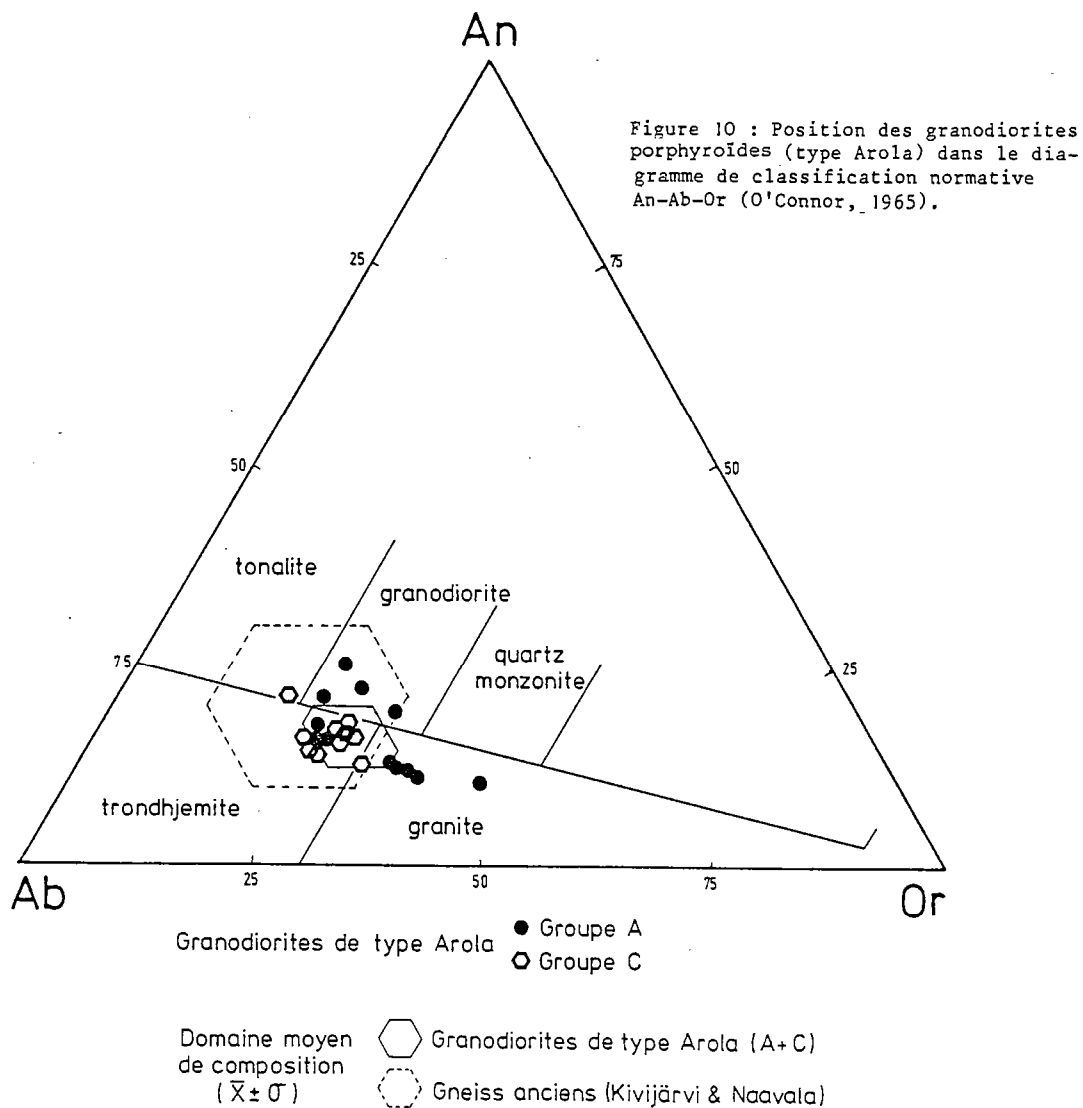
N° Ech.	G 215	G 214	G 3	G 244	G 6	G 156	G 159	S 181	G 154	G 155		$\bar{X}_C$	$\sigma_C$
SiO <sub>2</sub>	60,78	61,91	64,58	66,08	67,56	67,83	68,16	68,60	69,08	69,08		66,37	2,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,63	15,61	15,96	15,72	14,85	15,28	15,22	15,57	14,86	14,96		15,37	0,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,12	5,02	3,21	3,58	2,65	2,82	2,87	2,89	2,98	2,90		3,40	0,87
MnO	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06		0,06	0,01
MgO	3,15	2,97	1,76	2,02	1,40	1,67	1,54	1,59	1,71	1,75		1,96	0,57
CaO	3,41	3,84	2,64	3,82	2,98	2,82	3,23	2,55	2,68	2,54		3,05	0,47
Na <sub>2</sub> O	5,21	5,24	5,02	4,96	4,47	5,08	4,57	4,86	4,52	4,67		4,86	0,27
K <sub>2</sub> O	3,03	2,72	3,92	2,16	3,28	3,01	3,09	3,01	3,19	3,13		3,05	0,42
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,58	0,39	0,43	0,33	0,35	0,35	0,34	0,35	0,33		0,40	0,09
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,26	0,17	0,17	0,04	0,14	0,18	0,11	0,15	0,14		0,16	0,06
P.F.	0,62	0,78	1,62	0,75	1,45	1,08	1,40	0,73	1,18	0,86		1,05	0,33
Total	97,87	99,01	99,33	99,75	99,07	100,14	100,66	100,30	100,76	100,42		99,73	
$\Sigma$ QzAbOrAn	80,86	81,84	88,16	87,95	89,40	90,00	90,43	91,95	90,90	91,07			
Qz	8,62	10,45	13,15	19,03	21,49	19,30	21,69	21,33	23,02	22,52			
Or	17,93	16,10	23,19	12,79	19,40	17,79	18,26	17,79	18,88	18,51			
Ab	44,04	44,28	42,42	41,92	37,78	42,94	38,62	41,08	38,20	39,46			
An	10,27	11,01	9,40	14,21	10,73	9,97	11,86	11,75	10,80	10,58			
An %	18,9	19,9	18,1	25,3	22,1	18,8	23,5	22,2	22,0	21,1			
$\Sigma$ barylites	16,39	16,39	9,23	11,05	8,22	9,06	8,83	7,62	8,68	8,49			

Tableau 5 : Compositions chimiques en éléments majeurs des granodiotés porphyroïdes (type Arola) GROUPE C.

granodiorites porphyroïdes figurent dans trois champs: les champs des trondhjémites, des granodiorites et des granites. Un seul échantillon (G224) est à la limite des compositions tonalitiques. Cependant, il ne s'écarte que très légèrement de la tendance générale définie par les granodiorites.

Des trois variables considérées (An, Ab et Or), c'est la proportion d'orthose qui varie le plus, ce qu'exprime l'enrichissement relatif en microcline des termes le plus acide et non pas en biotite dont les proportions tendent au contraire à diminuer.

La position du groupe C est compatible avec celle du groupe A. Seulement, les roches du groupe C sont en général plus pauvres en orthose. En moyenne, la proportion d'orthose normative dans les granodiorites de type Arola est plus élevée que dans les gneiss anciens du socle (série TTG, Martin et al., 1983b) (Fig.10).





## 2 - Les granites gris (Tab.6).

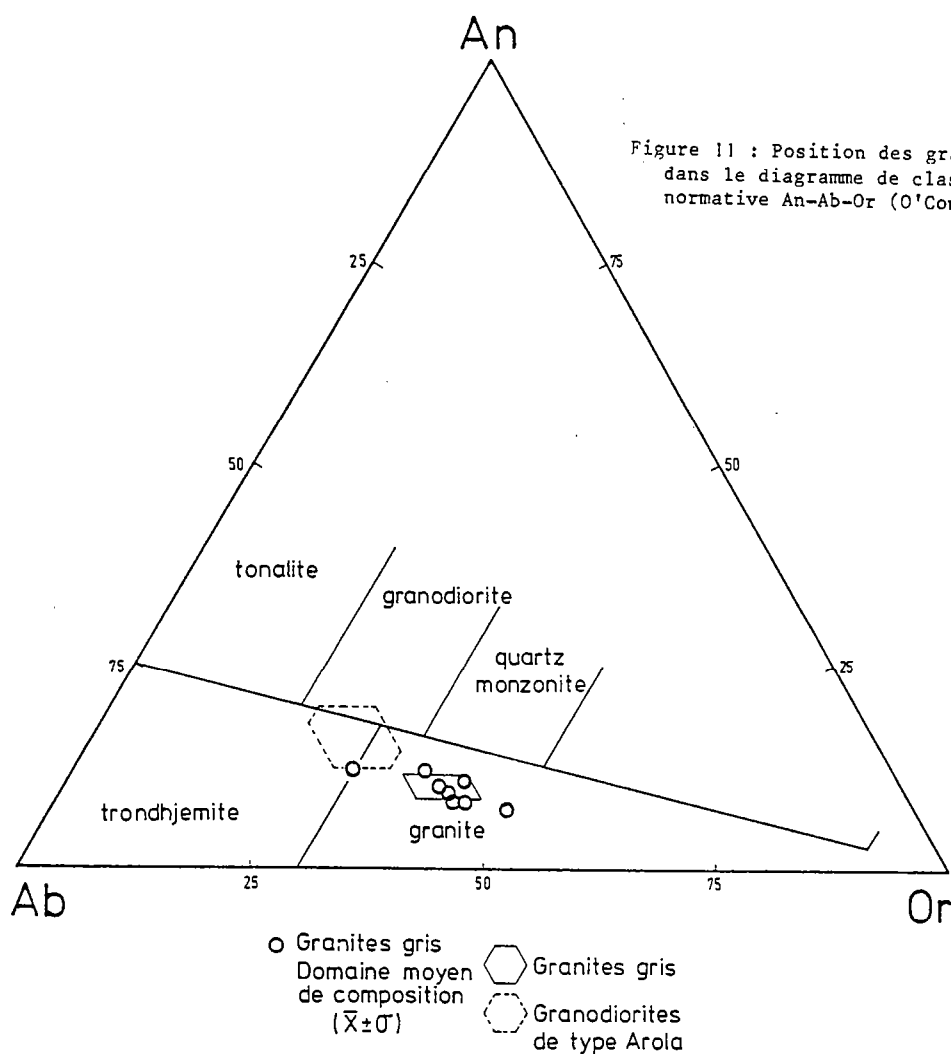
Toutes les roches sont fortement acides ; la teneur en  $\text{SiO}_2$  dépasse toujours 72%. Les alcalins sont abondants (de 8 à 9%) et prédominent largement sur le calcium. Le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est toujours supérieur à 1, excepté pour un échantillon (G26). Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fer total),  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{TiO}_2$  sont particulièrement basses; la somme de ces quatre éléments est comprise entre 2,79% et 1,14%.

Les roches, leucocrates à hololeucocrates, ont une norme dans laquelle les coupholites sont toujours en proportions supérieures à 95%.

Dans le triangle An-Ab-Or normatif (Fig.11), toutes les roches se situent dans le champ de composition des granites (O'Connor, 1965). Les granites gris ont des compositions semblables aux roches les plus acides des granodiorites porphyroïdes.

N° Ech.	G 26	G 74	G 56	G 42	G 43	G 79	G 29	G 38		$\bar{x}$	$\sigma$
$\text{SiO}_2$	72,38	72,69	72,90	73,42	73,44	74,20	74,27	76,08		73,67	1,11
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,71	14,94	14,57	13,72	14,49	13,49	14,03	13,46		14,18	0,54
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	1,99	1,28	1,56	1,92	0,83	1,29	1,20	0,99		1,38	0,39
$\text{MnO}$	0,03	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02		0,02	0,01
$\text{MgO}$	0,46	0,33	0,38	0,56	0,20	0,30	0,28	0,21		0,34	0,12
$\text{CaO}$	1,74	1,40	1,19	1,45	1,12	1,31	1,15	1,50		1,36	0,20
$\text{Na}_2\text{O}$	4,62	3,93	3,67	3,62	3,57	3,57	3,69	3,67		3,79	0,33
$\text{K}_2\text{O}$	3,39	4,65	4,76	4,69	5,57	4,14	4,50	3,88		4,45	0,61
$\text{TiO}_2$	0,31	0,19	0,26	0,29	0,09	0,19	0,12	0,11		0,20	0,08
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,09	0,11	0,09	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05		0,07	0,02
P.F.	0,53	0,43	0,70	1,01	0,70	0,55	0,58	0,51		0,63	0,17
Total	100,25	99,97	100,13	100,77	100,09	99,11	99,89	100,48		100,72	
$\Sigma$ QzAbOrAn	95,59	95,88	95,03	95,79	97,11	95,37	96,06	97,64			
Qz	28,39	28,83	30,46	30,67	28,85	34,47	32,86	36,49			
Or	20,04	27,49	28,16	27,74	32,94	24,49	26,60	22,96			
Ab	39,04	33,22	31,02	30,60	30,18	30,18	31,18	31,02			
An	8,12	6,34	5,39	6,78	5,14	6,23	5,42	7,17			
An %	17,2	16,0	14,8	18,1	14,6	17,1	14,8	18,8			
$\Sigma$ barylites	4,13	3,66	4,40	3,97	2,28	3,16	3,25	2,33			

Tableau 6 : Compositions chimiques en éléments majeurs des granites gris associés aux granodiorites de type Arola.



### 3 - Tendances géochimiques d'ensemble

Les roches granodioritiques de type Arola (granodiorites porphyroïdes et granites gris) ont été portées dans divers diagrammes géochimiques afin de mettre en évidence la lignée qu'elles définissent ainsi que le type d'association auquel elles se rattachent.

#### a - Le diagramme $(Na_2O + K_2O) = f(SiO_2)$ , (Fig.12).

Ce diagramme permet de préciser l'affinité géochimique générale d'une série magmatique (Kuno, 1960; MacDonald et Katsura, 1964). Les roches granodioritiques se situent en totalité dans le domaine d'évolution des séries calco-alcalines. Les granites gris se placent dans le prolongement de la tendance définie par les granodiorites.

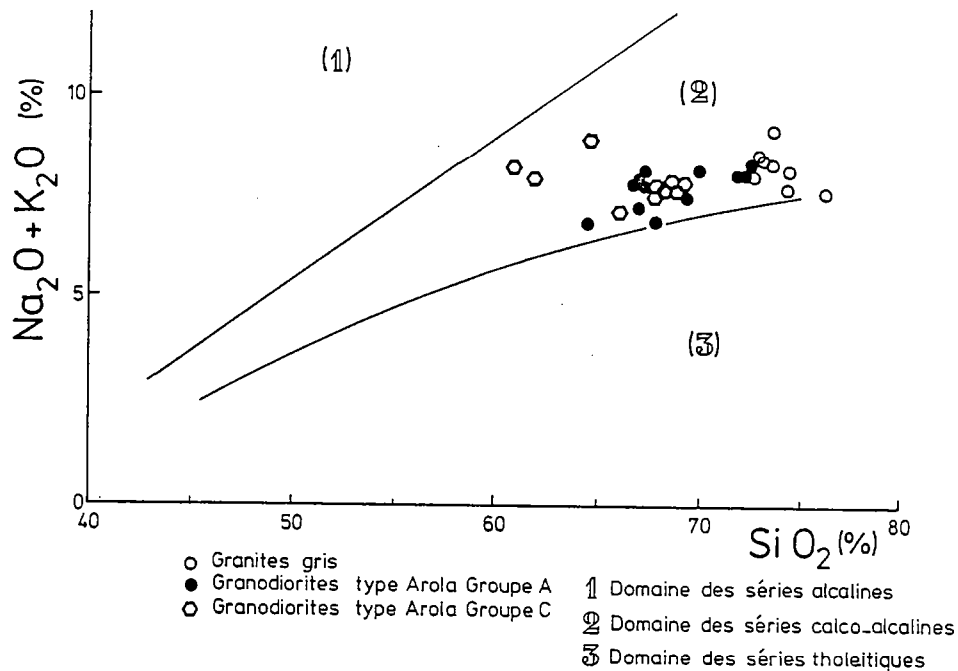


Figure 12 : Evolution de l'ensemble granodioritique de type Arola dans le diagramme  $(Na_2O+K_2O) = f(SiO_2)$ .

**b - Le diagramme A-F-M (Kuno, 1968) (Fig.13).**

Plusieurs observations se dégagent de ce diagramme:

- le caractère évolué des roches qui se situent près du pôle des alcalins;
- comme dans le diagramme précédent, la lignée définie par les granodiorites du groupe A et les granites gris se place dans le domaine calco-alcalin;
- les granodiorites du groupe C figurent sur une courbe différente de celle du groupe A. Ceci peut s'expliquer par des rapports fer total/magnésium différents et non par des variations en alcalins.

**c - Les diagrammes de Miyashiro (1975) (Fig.14)**

Les observations tirées de l'analyse du diagramme A-F-M sont corroborées et particulièrement mises en évidence dans les diagrammes de Miyashiro (1975).

Dans les trois diagrammes a, b et c (Fig.14), l'ensemble des roches se répartit en deux lignées bien distinctes:

- la première est constituée par les granodiorites du groupe A et les granites gris. elle se situe dans le domaine calco-alcalin intermédiaire (Fig.14a);
- la seconde est formée par les granodiorites du groupe C. Cette lignée se place à la limite des champs calco-alcalin (s.s.) et calco-alcalin intermédiaire.

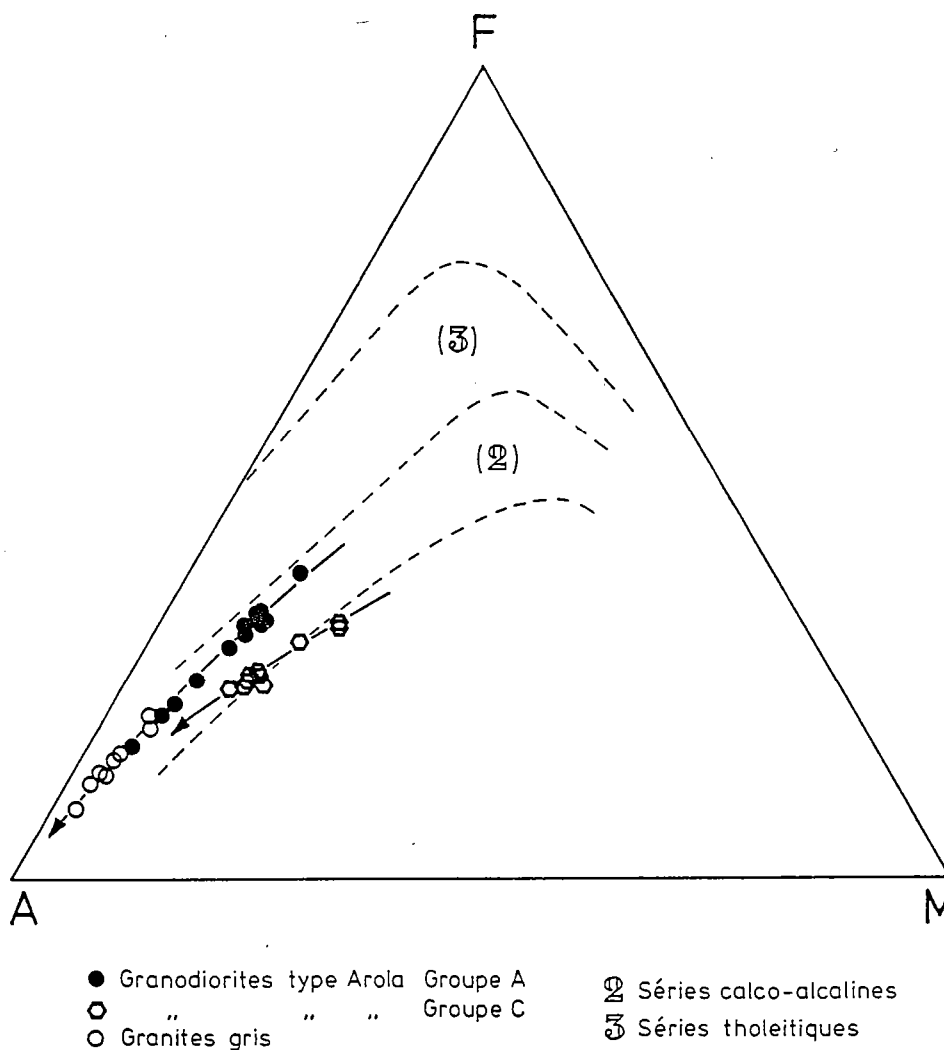


Figure 13 : Evolution de type calco-alkalin de l'ensemble des granodiorites de type Arola dans le diagramme A.F.M (Kuno, 1968).

Ces diagrammes confirment une conclusion tirée du diagramme A-F-M: la distinction entre les deux lignées est due à une différence très nette des rapports  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  et non aux évolutions différentes des éléments en ordonnées ici  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$  et  $\text{TiO}_2$  ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  dans le triangle A-F-M). Les rapports moyens  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  sont de 1,5 pour les granodiorites du groupe C, de 3 pour celles du groupe A. Ils sont élevés pour les granites gris (de 3 à 4,3).

L'existence de deux lignées évolutives distinctes est un problème dont nous devons tenir compte dans l'étude pétrogénétique. Quel phénomène détermine cette répartition bimodale? La calcitisation ne peut en être l'origine car elle n'a en particulier aucune influence sur les rapports  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ . Un autre phénomène doit donc être invoqué.

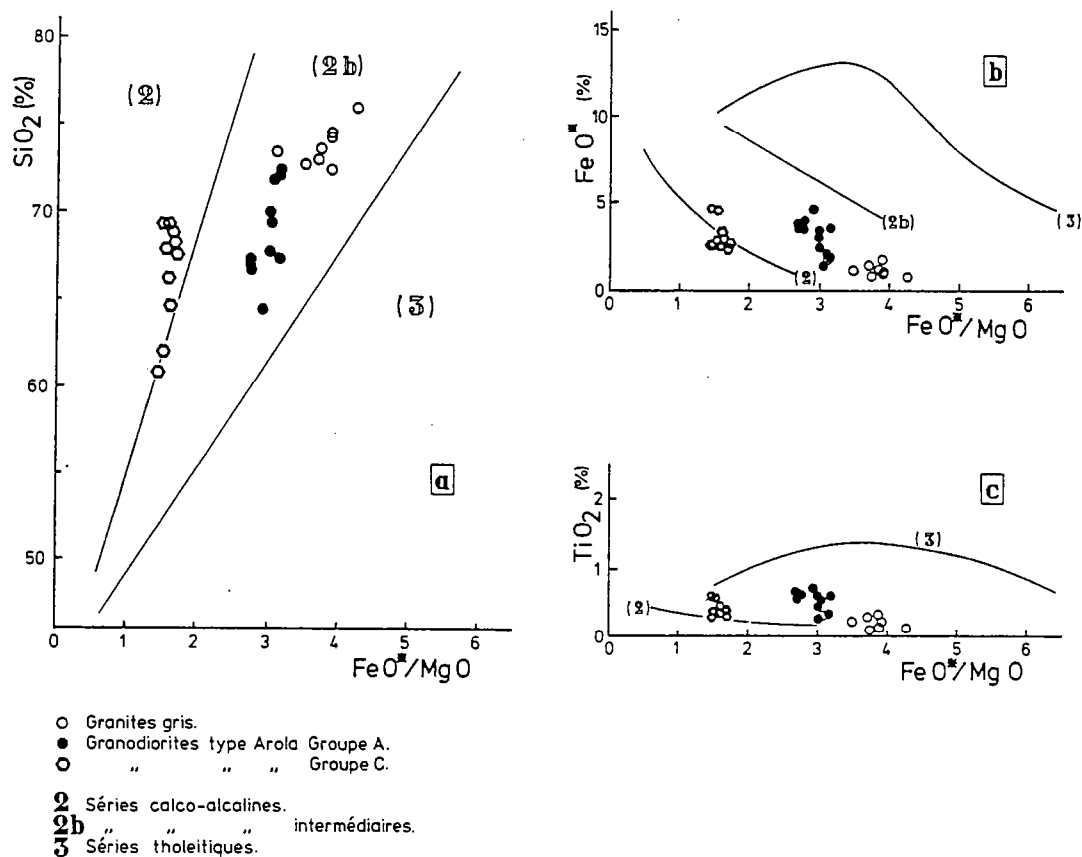


Figure 14 : Evolution calco-alkaline (s.l.) de l'ensemble granodioritique de type Arola dans les diagrammes de Miyashiro (1975).

Quoi qu'il en soit, les divers diagrammes démontrent tous l'affinité calco-alkaline (s.l.) de l'ensemble granodioritique de type Arola. Deux diagrammes complémentaires permettent de mieux préciser le caractère géochimique de la série granodioritique.

#### d - Le diagramme K-Ca-Na (Barker et al., 1976) (Fig.15)

Les évolutions des séries calco-alkaline (s.s.) et trondhjémite se caractérisent toutes les deux par un enrichissement en alcalins alors que le calcium diminue. Cependant la première série évolue vers des termes potassiques contrairement à la seconde qui se rapproche du pôle sodique (Fig.15, cartouche).

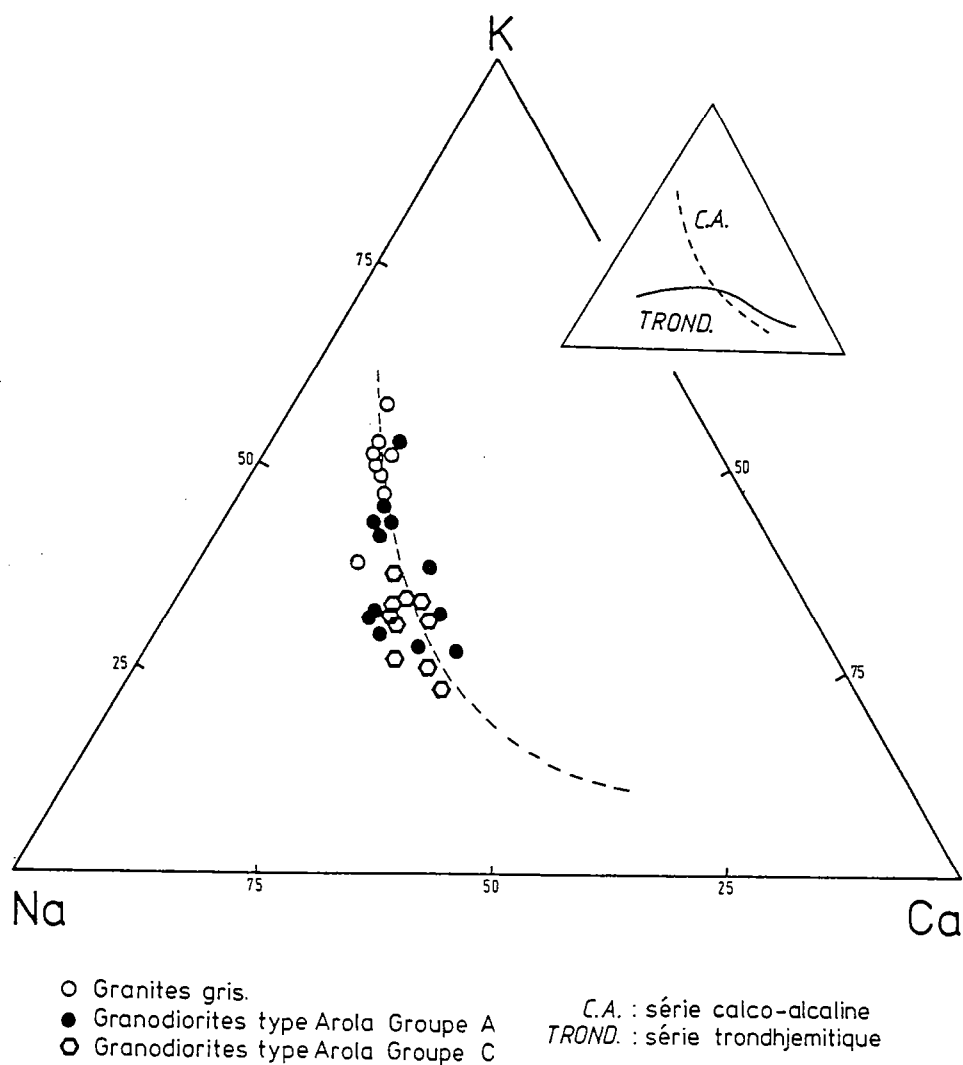


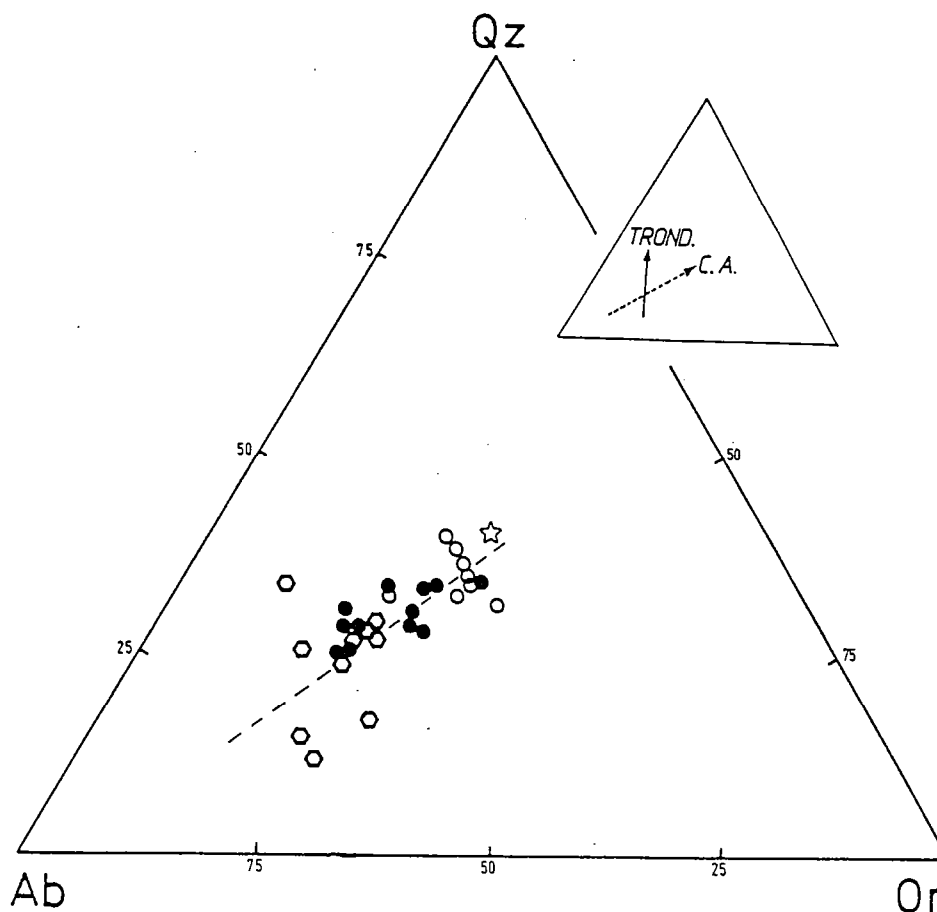
Figure 15 : Evolution calco-alcaline de l'ensemble granodioritique de type Arola dans le diagramme K-Na-Ca (% cationiques) (Barker et al., 1976).

Le nuage des points représentatifs des granodiorites montre une augmentation de la proportion de K avec la différenciation, ce qui est caractéristique de la série calco-alcaline (s.s.).

Les granodiorites du groupe C, bien que calcitisées, sont parfaitement dans la lignée évolutive générale. Elles se placent cependant dans la portion la plus calcaïque de celle-ci.

e - Le diagramme Qz-Ab-Or (Barker et al., 1976) (Fig.16)

Ce diagramme confirme l'affinité calco-alcaline de l'ensemble granodioritique. Seuls quelques points appartenant au groupe C des granodiorites présentent une légère dispersion. Comme dans la figure précédente, les granites gris se situent dans le prolongement de la tendance définie par les granodiorites porphyroïdes. Ils ont des compositions proches de celle de l'eutectique du système granitique rapporté à Q-Ab-Or- $H_2O$  (Winkler, 1979).



- Granites gris
  - Granodiorites type Arola Groupe A
  - Granodiorites " " " Groupe C
  - ☆ composition de l'eutectique dans le système granitique -  $P_{H_2O} = 2 \text{ Kb}$ ,  $Ab/An = 5,2$  d'après Winkler (1979).
- C.A.: série calco-alcaline  
TROND.: série trondhjémitique

Figure 16 : Les granodiorites de type Arola dans le diagramme normatif Qz-Ab-Or (Barker et al., 1976) montrant leur affinité calco-alcaline.

Ces deux derniers graphes nous permettent non seulement de confirmer l'affinité calco-alcaline de l'ensemble granodioritique de type Arola, mais aussi de distinguer cet ensemble des gneiss gris anciens de la série trondhjémitique. La différence essentielle entre ces deux ensembles est marquée par les rapports  $K_2O/Na_2O$ : ils sont de 0,4 à 0,5 dans les gneiss gris (types Kivijärvi et Naavala) (Martin, 1985), de 0,5 à 1,6 dans les granodiorites de type Arola. C'est ce que traduit nettement le diagramme K-Na-Ca (Fig.15).

## B - LES ELEMENTS EN TRACES (sauf terres rares)

### 1 - Caractéristiques des roches

Les analyses moyennes des roches sont présentées dans le tableau 7. Le détail des analyses figure à la fin de cet ouvrage en annexe.

Les granodiorites de type Arola au sens large, ont une composition moyenne en éléments traces très semblable à celle des gneiss anciens de type Kivijärvi (Martin, 1985). Comparées aux quartz monzonites archéennes (Condie, 1981), elles sont nettement plus riches en strontium et en baryum.

Les concentrations en éléments de transitions (Ni, Cr, Co et V) sont relativement faibles et s'accordent avec la faible proportion de minéraux colorés dans les roches. Les teneurs élevées en rubidium et en baryum traduisent le caractère potassique de l'ensemble granodioritique.

Plus en détail, les teneurs moyennes des granites gris et des granodiorites du groupe A sont dans les mêmes gammes. Par contre, les granodiorites du groupe C s'individualisent de l'ensemble: la concentration moyenne en rubidium est significativement plus basse (88ppm) que celle des deux autres groupes (136 et 133ppm).

	GRANODIORITES GROUPE A		GRANODIORITES GROUPE C		GRANITES GRIS		MOYENNE GENERALE GRANODIORITES	GNEISS GRIS TYPE KIVIJÄRVI	QUARTZ MONZONITES ARCHEENNES
	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$	$\bar{X}$	$\sigma$	DE TYPE AROLA	$\bar{X}$	$\bar{X}$
Rb	136	15	88	19	133	41	119	98	184
Sr	396	147	738	149	270	45	447	412	112
Ba	950	342	1349	517	1111	347	1126	1290	632
Ni	7	7	21	3	4	0	11	16	-
Cr	19	6	79	25	27	14	41	-	4
Co	8	3	11	4	3	1	8	9	2
V	44	17	58	17	13	6	40	55	-
Nb	10	4	5	1	8	3	7	5	-
Zr	164	20	127	16	133	46	143	166	121
Y	14	4	10	1	6	7	10	10	-
	n = 12		n = 10		n = 8		n = 30	n = 24	n = 75

Tableau 7 : Teneur moyenne en éléments en traces de l'ensemble granodioritique de type Arola. Pour comparaison, compositions moyennes des gneiss gris de type Kivijärvi (Martin, 1985) et des quartz-monzonites archéennes (Condie, 1981) (n = nombre d'analyses).

Elle est nettement plus élevée pour certains éléments en particulier Sr, Ni et Cr. Ces différences sont tout à fait conformes avec la chimie des éléments majeurs:



- les plus faibles teneurs en rubidium sont liées au caractère moins potassique des roches du groupe C. A ce sujet, on remarquera que la concentration moyenne en Rb dans les granodiorites du groupe C est la seule à être inférieure à celle des gneiss anciens. Les granodiorites du groupe A et les granites gris montrent des teneurs en Rb nettement plus élevées que celle des gneiss. Ce qui est en accord avec les concentrations en  $K_2O$ ;
- les granodiorites du groupe C sont plus riches en calcium et donc par substitution en strontium, du fait de la présence de calcite dans ces roches;
- les plus fortes concentrations en nickel et en chrome dans le groupe C sont liées au caractère plus ferromagnésien des roches de ce groupe.

En fait, la majeure partie des éléments en traces a un comportement attendu, compte tenu du chimisme global des roches.

## 2 - Tendances géochimiques d'ensemble

Afin de mettre en évidence les tendances d'ensemble et de comparer les roches entre elles, les analyses sont figurées dans deux graphes:  $(K)=f(Rb)$  et  $(Rb)=f(Sr)$ .

### a - Le diagramme $(K)=f(Rb)$

Les points représentatifs des roches sont dans leur ensemble, proches de la tendance générale ("Main Trend") définie par Shaw (1968). Les rapports K/Rb varient de 150 à 500. Ils sont le plus souvent inférieurs à 250 pour les granodiorites du groupe A, supérieurs à 250 pour le groupe C. Les granites gris ont des rapports K/Rb très variables avec des pourcentages en potassium toujours élevés.

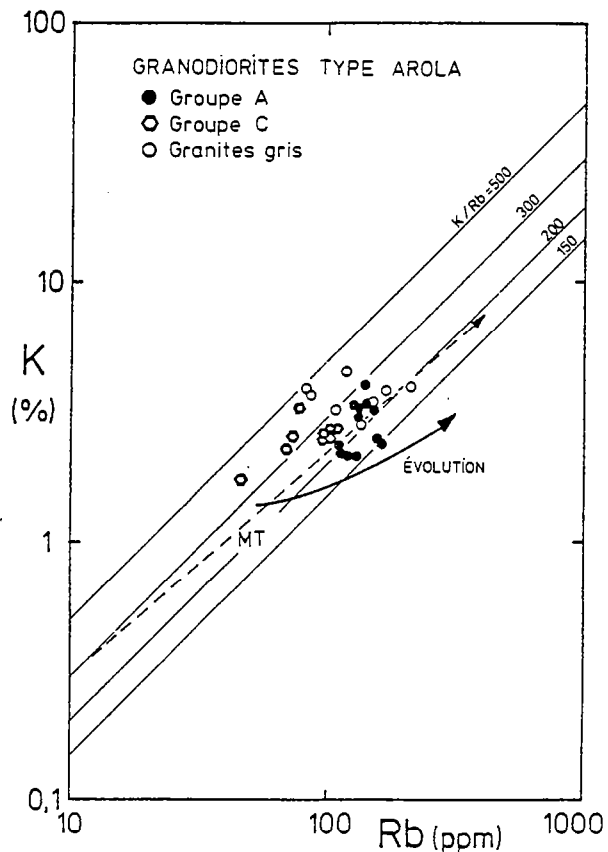


Figure 17 : Tendance générale définie par l'ensemble granodioritique de type Arola dans le diagramme  $(KZ) = f(Rb)$ .

b - Le diagramme  $(Rb)=f(Sr)$  (Fig.18)

Dans ce diagramme, l'évolution d'ensemble des granodiorites aux granites, se traduit par une baisse des teneurs en strontium et une augmentation en rubidium.

Les granodiorites du groupe C se distinguent nettement de l'ensemble: elles sont plus riches en strontium et ont des rapports Rb/Sr faibles (de 0,05 à 0,15). Les granites gris ont des rapports Rb/Sr semblables à ceux des granodiorites du groupe A (compris entre 0,15 et 1,0).

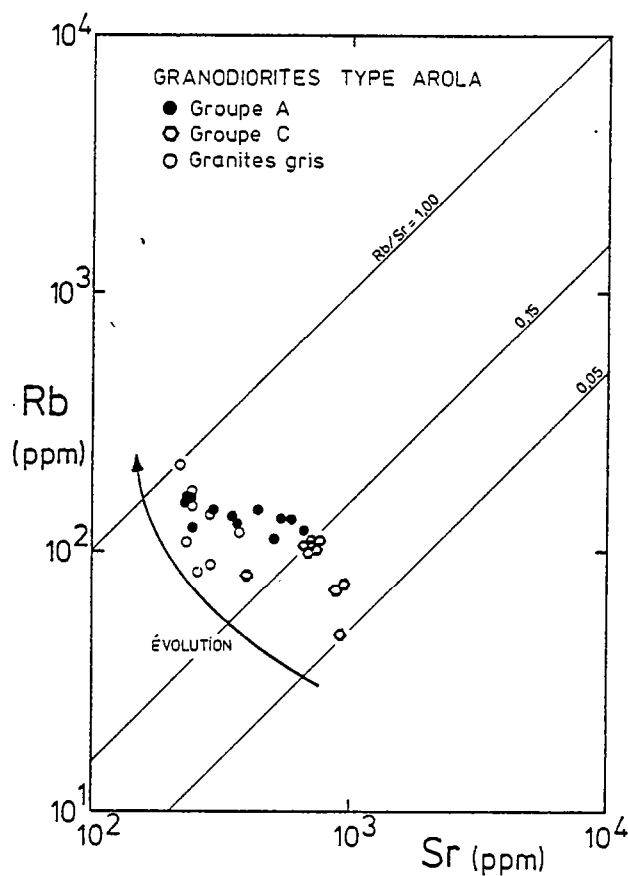


Figure 18 : Evolution d'ensemble des granodiorites de type Arola dans le diagramme  $(Rb) = f(Sr)$ .

C - LES TERRES RARES

6 échantillons de granodiorite de type Arola ont été analysés (Tab.7):

- 3 du groupe A (G195, G148, G149)
- 3 du groupe C (G214, G224, G154).

	GROUPE A			GROUPE C		
N°Echant.	G 195	G 148	G 149	G 214	G 224	G 154
La	65,0	57,3	43,0	55,4	32,0	27,0
Ce	125	107	74	107	67	51
Nd	44	34	21	44	35	22,5
Sm	7,2	5,4	3,4	7,6	6,0	4,4
Eu	1,82	0,93	0,80	1,59	1,52	1,09
Gd <sup>+</sup>	4,53	2,61	2,25	3,57	3,57	2,51
Tb	0,58	0,35	0,30	0,40	0,45	0,31
Yb	1,66	0,90	0,67	0,95	1,05	0,86
Lu	0,22	0,12	0,06	0,12	0,16	0,12
∑ T.R.	250,01	208,61	145,48	220,63	146,75	109,79
(La/Yb) <sub>N</sub>	25,8	42,3	42,4	38,6	20,1	20,8
(Eu/Eu*) <sub>N</sub>	0,91	0,67	0,84	0,82	0,93	0,93

+ valeurs interpolées

Tableau 8 : Teneurs en Terres Rares (en ppm) des granodiorites de Type Arola (Activation neutronique).

Les teneurs sont normalisées par rapport aux chondrites (valeurs de normalisation de Masuda et al. (1973) divisées par 1,2) (Fig.19).

Les granodiorites ont des teneurs en Terres Rares (T.R.) relativement élevées ( $\sum$  T.R.=179,91 ppm en moyenne) et proches de celles des gneiss de type Kivijärvi ( $\sum$  T.R.=172,56ppm ; Martin et al., 1983). Elles sont cependant légèrement moins élevées que celles des granodiorites archéennes en général:

- 210,02ppm dans les granodiorites de Louis Lake (Condie et Lo, 1971);
- 232,16ppm dans les quartz-monzonites archéennes (Condie, 1981).

Les spectres de terres rares sont dans l'ensemble très fractionnés (La/Yb)<sub>N</sub> compris entre 20,1 et 42,4). L'anomalie en europium négative, pour toutes les roches, est faible (0,67 à 0,93 pour le rapport (Eu/Eu\*)<sub>N</sub>).

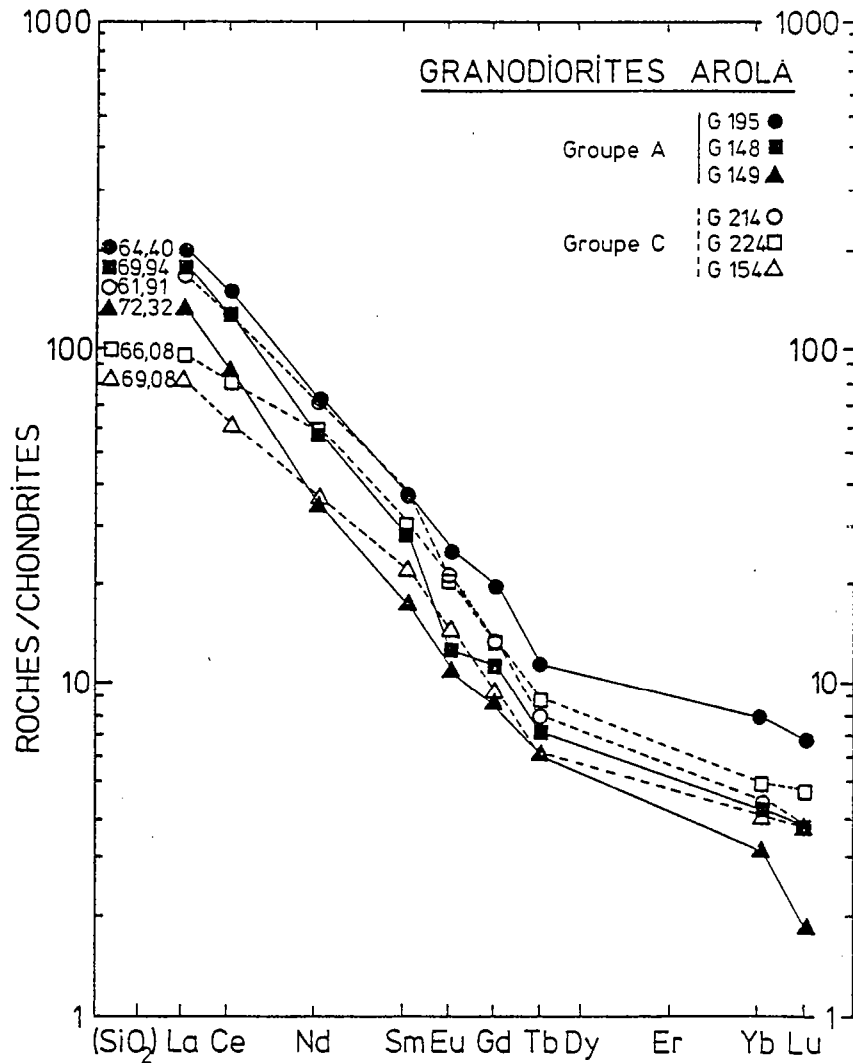


Figure 19 : Spectres de Terres Rares des granodiorites de type Arola (teneurs normalisées aux chondrites).

Les deux groupes de granodiorites (A et C) se différencient l'un de l'autre par leur teneur en Terres Rares légères. Dans le diagramme  $(La_N)=F(SiO_2)$ , les points représentatifs se répartissent sur deux droites distinctes A et C (Fig.20).

A teneurs en Silice égales, les roches du groupe A sont plus riches en lanthane que celles du groupe C. Au sein de chaque groupe, on peut observer une diminution de la teneur en lanthane pour des teneurs en silice croissantes.

La gamme des concentrations en Terres Rares lourdes est plus étroite dans le groupe C (Fig.19). De plus, à l'intérieur d'un même groupe, les spectres sont sensiblement parallèles.

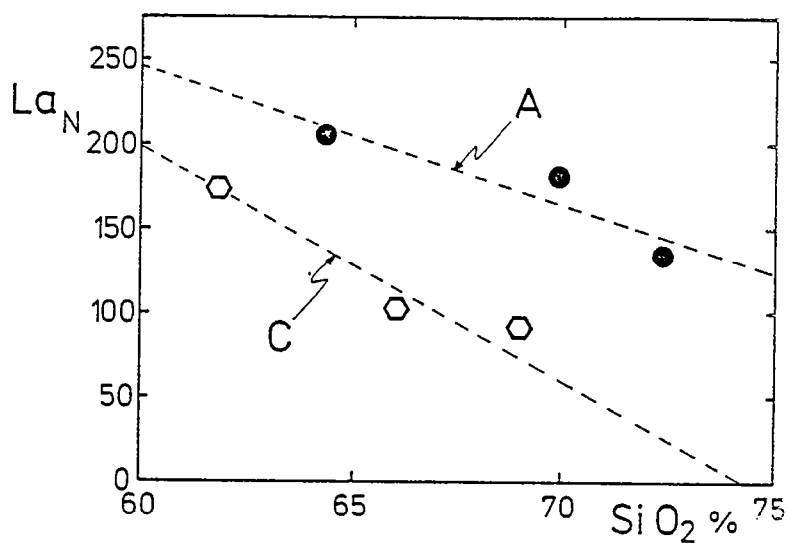


Figure 20 : Les granodiorites de type Arola replacées dans le diagramme  $(La_N) = f(SiO_2)$  montrent des évolutions propres à chacun des groupes de roches.

Les rapports  $(La/Yb)_N$  des granodiorites de type Arola sont:

- plus faibles que ceux des gneiss de la série T.T.G. et en particulier des gneiss de Finlande orientale;
- plus grands que ceux des granites calco-alcalins (Cocherie, 1978; Fourcade, 1981; Condie, 1981; Graviou, 1984).

De par ce caractère, ils s'apparentent aux granitoïdes archéens (voir Fig.21).

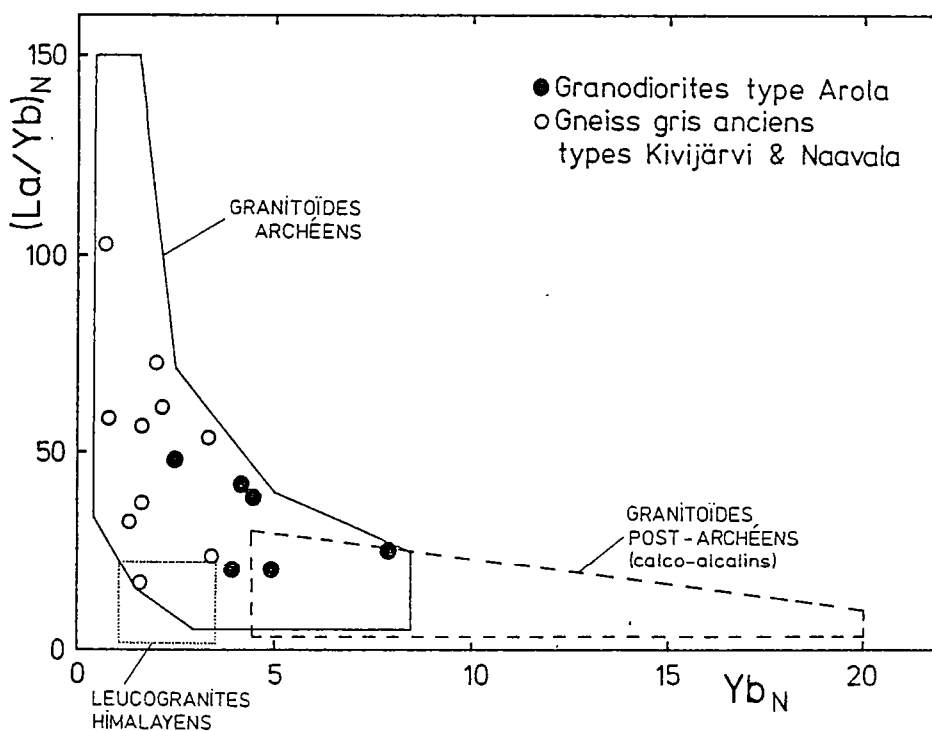


Figure 21 : Les granodiorites de type Arola replacées dans le diagramme  $(La/Yb)_N = f(Yb_N)$  montrant leur affinité avec les granitoïdes archéens (limites des domaines d'après Martin, 1985).

## D - LES ENCLAVES

L'étude géochimique des enclaves n'a pas été menée de manière systématique. Seuls 4 échantillons ont été analysés:

- 2 enclaves biotitiques (type 2)
- 2 enclaves amphibolitiques arrondies (type 4).

Les compositions chimiques (éléments majeurs et en traces) sont présentées dans le tableau 9.

### 1 - Les enclaves biotitiques

Leur composition chimique est proche de celle des mélanosomes (gneiss de type Kivijärvi) avec cependant quelques différences. Les enclaves sont plus riches en potassium, en rubidium, en  $Al_2O_3$ , en  $MgO$  et en  $Ni$  (éléments entrant en grande partie dans la constitution de la biotite). Ceci laisse supposer que les compositions moyennes de ce minéral sont différentes dans les mélanosomes et les enclaves. En fait, les mélanosomes des gneiss montrent entre eux des écarts de composition assez grands (Martin, 1985). Donc la composition chimique de ces enclaves n'est pas incompatible avec celles des mélanosomes.

### 2 - Les enclaves amphibolitiques arrondies

Ces enclaves relativement basiques ( $SiO_2 \sim 53\%$ ) sont caractérisées par des teneurs élevées en fer et en magnésium ( $Fe_2O_3$  total +  $MgO = 18\%$ ) ainsi qu'en éléments de transition (Co, V, Ni et Cr); ce qui les rapproche des roches vertes des ceintures (Blais et al., 1977a et b; Jahn et al., 1980; Auvray et al., 1982). Toutefois, les éléments alcalins représentent une proportion relativement grande ( $Na_2O + K_2O \sim 6\%$ ;  $Rb \sim 50ppm$ ); caractère très peu fréquent dans les volcanites des ceintures.

L'étude pétrographique a montré l'existence de nombreuses passées granodioritiques traversant les enclaves; caractère qui tend à modifier le chimisme originel de la roche.

Les enclaves amphibolitiques, les volcanites des ceintures et les granodiorites de type Arola ont été figurées dans un diagramme A-F-M (Fig.22). On remarque que les points représentatifs des enclaves se placent entre le domaine de composition des granodiorites et celui des volcanites des ceintures, plus exactement des roches komatiitiques.

La composition chimique d'un mélange a été calculée à partir des compositions moyennes des roches komatiitiques (Jahn et al., 1980) et des granodiorites du groupe C (Tab.5). Un mélange constitué de 70% de komatiites et de 30% de granodiorites aboutit à une composition proche de celle des enclaves (Tab.9) avec cependant quelques différences dans les teneurs en alcalins. La grande variété de composition des roches komatiitiques ainsi que les fluctuations des teneurs en alcalins dans les granodiorites pourraient expliquer ces différences.

	ENCLAVES BIOTITTIQUES		GNEISS	ENCLAVES AMPHIBOLITIQUES		
N° Ech.	G 157	G 159A	MELANO- SOMES +	G 216	G 217	Melange 70% KO 30% GO
Type	2	2		4	4	
SiO <sub>2</sub>	56,05	59,77	59,69	52,97	53,72	52,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	14,07	16,95	12,33	12,10	12,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6,34	7,65	7,34	8,00	8,24	9,73
MnO	0,12	0,12	0,12	0,16	0,16	0,16
MgO	6,02	4,97	2,99	10,8	9,20	10,66
CaO	5,06	3,87	5,44	7,23	7,54	7,24
Na <sub>2</sub> O	3,19	2,41	3,74	3,58	3,28	2,32
K <sub>2</sub> O	3,95	4,47	2,64	2,75	2,50	1,03
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,55	0,81	0,60	0,60	0,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,38	0,24	0,44	0,42	0,10
P.F.	3,60	2,20	-	0,78	0,77	2,99
Total	100,05	100,46	99,96	99,64	98,53	99,88
Nb	(4)	(5)	10	(5)	(3)	-
Zr	129	187	189	107	97	63
Y	16	13	26	18	16	15
Sr	499	558	417	489	429	290
Rb	221	246	142	51	50	30
Co	26	23	18	34	37	52
V	126	122	100	178	175	180
Ni	93	83	31	101	120	328
Cr	258	282	-	680	774	1086
Ba	270	552	-	1755	1488	-

Tableau 9 : Compositions chimiques en éléments majeurs et en traces des enclaves des granodiorites de type Arola. Pour comparaison : compositions moyennes des mélanosomes des gneiss migmatisés (type Kivijärvi, 10 échantillons, base anhydre, d'après Martin, 1984) et d'un mélange 70% de Komatiite + 30 % de granodiorite A (commentaires dans le texte).

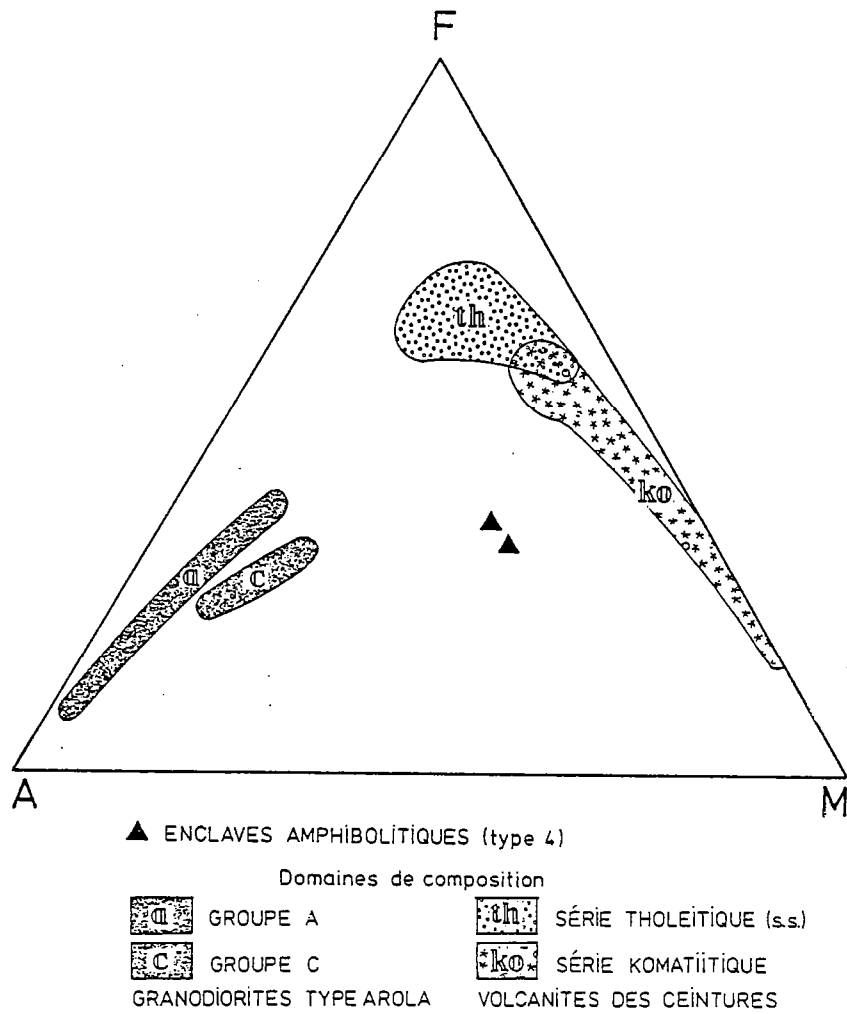


Figure 22 : Les enclaves amphibolitiques (type 4) replacées dans le triangle A.F.M.



## CHAPITRE III

## LES LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA

## I - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

## A - LOCALISATION ET MODE DE GISEMENT

## 1 - Les massifs

Les leucogranites affleurent sous forme d'une multitude de petits massifs répartis dans tout le domaine granito-gneissique. La longueur des massifs varie de 0,1 à 6km. Le plus grand de la région est celui de Jauhovaara qui couvre environ 30km<sup>2</sup> (Fig.23).

Un important cortège filonien est associé à ces massifs. Il est constitué de filons de pegmatite, de granite à tendance aplitique et parfois de filons composites (bordure pegmatitique et coeur granitique ou aplitique).

## 2 - Relations granites-encaissant

Les massifs de leucogranite, bien circonscrits, montrent toujours des contacts francs avec les formations qu'ils recoupent, que se soient les gneiss anciens, les granodiorites de type Arola ou les roches des ceintures.

Les filons coupent la foliation primaire des granodiorites, le rubanement des gneiss, ils peuvent s'y injecter en sill (gneiss).

Les massifs sont pratiquement absents au coeur des ceintures de roches vertes, exception faite du massif d'Halmevaara constitué d'un granite pegmatitique. Les leucogranites ne contiennent pas d'enclave. Seul le massif d'Halmevaara en possède. Il s'agit d'enclaves de quartzite appartenant à l'ensemble sédimentaire des ceintures. Leur taille est décimétrique à pluridécamétrique. Leurs bordures sont anguleuses donnant parfois à la roche un aspect bréchique.

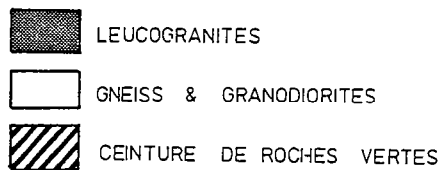
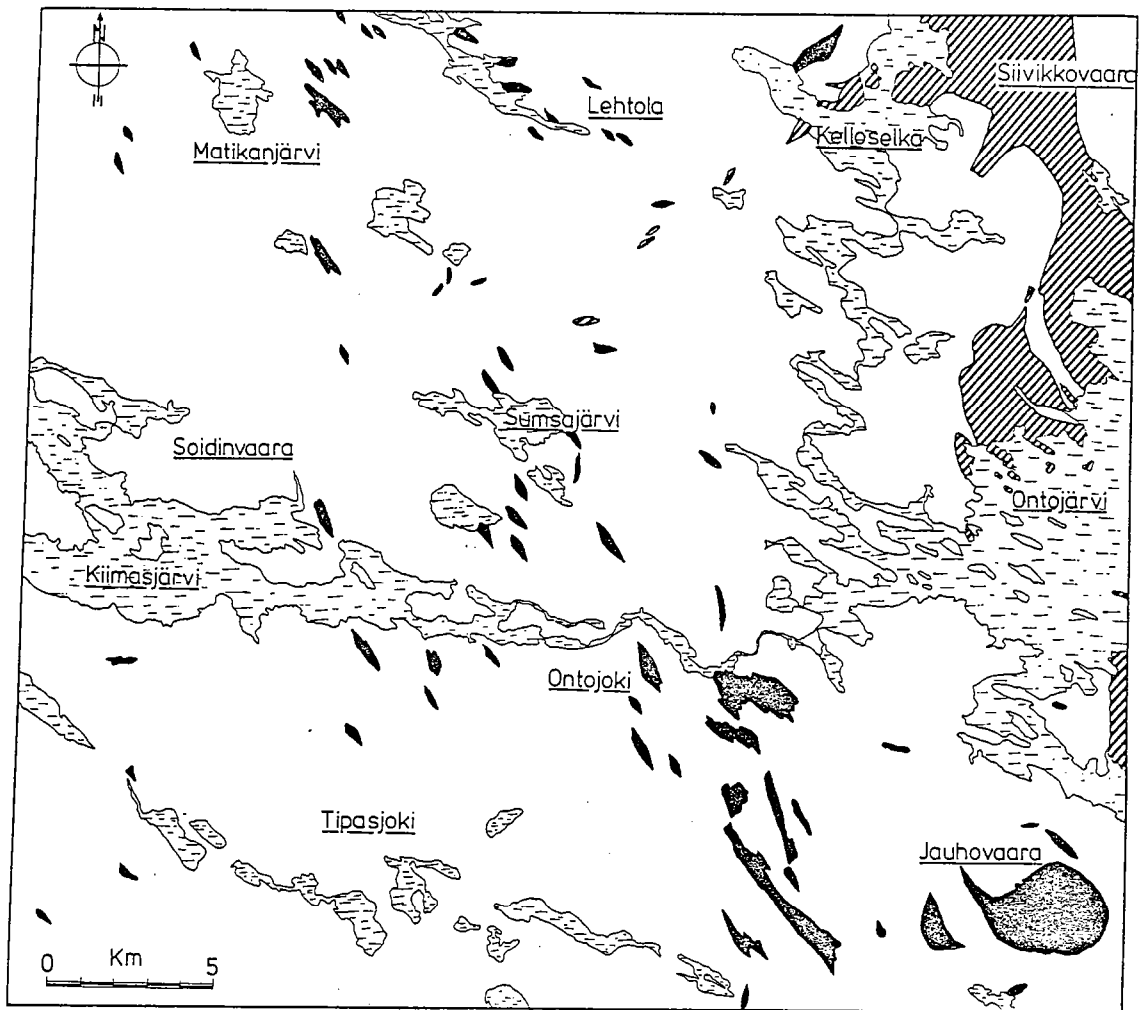


Figure 23 : Les massifs leucogranitiques de type Arola ; exemple de la feuille de l'Ontojärvi (Sud-Ouest de la ceinture de Kuhmo) (d'après Hyppönen, 1976).

### 3 - Structures

Cartographiquement, les massifs leucogranitiques dessinent des corps arrondis ou légèrement allongés suivant une direction N130°/N160° qui traduit les effets de la tectonique carélienne (F3). Une légère foliation associée peut être observée à l'affleurement.

Les seules autres structures visibles sont des diaclases à plans conjugués, observables dans la carrière d'Arola. Elles correspondent vraisemblablement aux joints formés lors du refroidissement de la masse plutonique.

Le massif d'Halmevaara de forme oblongue, s'est mis en place dans les structures préexistantes des ceintures; son allongement est Nord-Sud. Ce caractère se retrouve à petite échelle: les filons de pegmatites s'injectent dans les ceintures sous forme de sill (voir photo 5).

En conclusion, la genèse des leucogranites de type Arola n'est liée à aucune phase majeure de déformation. Ils se sont mis en place entre la phase 2 et la phase 3 de déformation.

### B - CARACTERES MACROSCOPIQUES ET MICROSCOPIQUES

Les leucogranites de type Arola sont d'un aspect très homogène à l'échelle régionale. Il s'agit de roches hololeucocrates à texture grenue et de couleur rose. Celle-ci est due à la présence d'oxydes soit en inclusion dans les feldspaths, soit le long des joints intergranulaires. La taille du grain est moyenne à fine (1mm en moyenne).

Au microscope, on peut reconnaître deux parties distinctes: la première correspond à la texture magmatique primaire (grandes plages polycristallines); la seconde est à texture granoblastique (petits grains polygonaux de 200µ environ, essentiellement quartzo-feldspathiques).

Comme dans les granodiorites de type Arola, cette dernière partie est due à la recristallisation partielle des minéraux primaires lors d'un événement thermique postérieur à la phase 3 de déformation.

Les roches sont constituées à 90-95% de quartz, de plagioclase et de feldspath alcalin. Tous les autres minéraux sont accessoires; la biotite et/ou la muscovite sont prédominantes dans cette partie restante (Tab.10).

Dans le triangle de classification de Streckeisen (1973), les points représentatifs se situent tous dans le champ des monzogranites (Fig.24).

- le quartz est interstitiel et xénomorphe. Ses cristaux millimétriques sont

LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA		
	$\bar{X}$	$\sigma$
Qz	35,2	2,8
FK	26,0	2,9
Pl	32,5	2,9
Bi*	2,3	1,6
Mu	3,0	2,8
Opa.	0,6	0,5
TOTAL	99,6	**n=9
Qz+KF+Pl	93,7	

Tableau 10 : Composition modale moyenne des leucogranites de type Arola

\*Bi : biotite + chlorite

\*\*n : nombre d'échantillons

(les minéraux accessoires complètent le total à 100%)

(les échantillons proviennent de divers massifs).

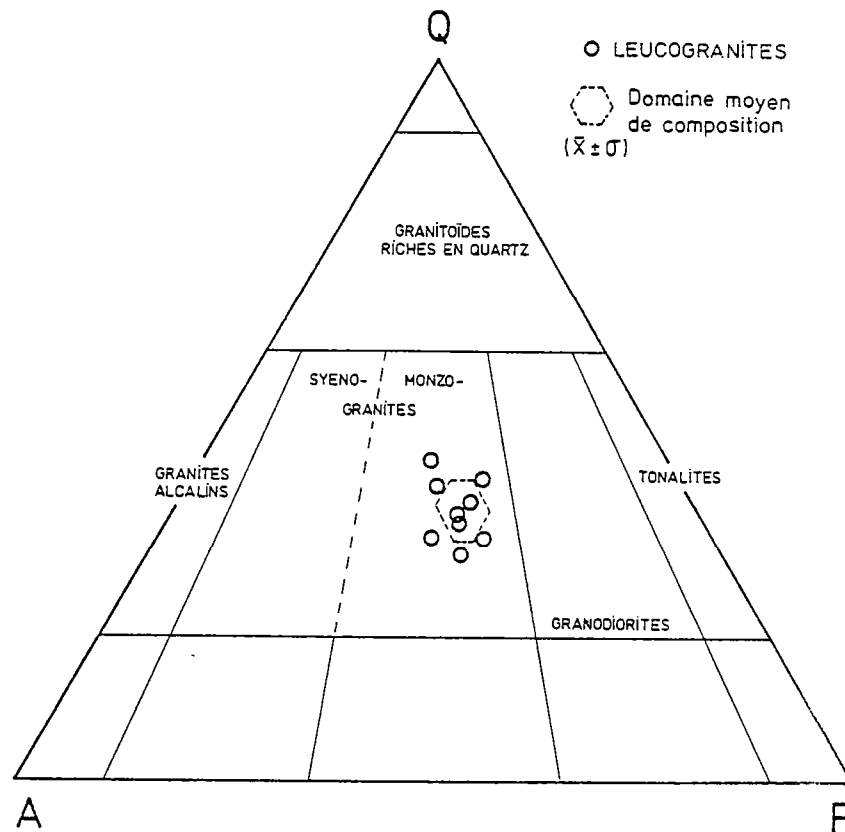


Figure 24 : Les leucogranites de type Arola dans le triangle de classification modale de Streckeisen (1973).

souvent engrenés les uns dans les autres et présentent une extinction roulante;

- le plagioclase de la variété oligoclase ( $An_{10-20}$ ). Ce minéral est un des premiers qui cristallisent comme en témoignent ses formes cristallines à tendance automorphe. Les cristaux globuleux font en moyenne 1mm. Ils sont peu altérés et sont maclés albite. Des bourgeons myrmékitiques se développent éventuellement au contact du feldspath alcalin. Les cristaux sont parfois fracturés (F3). Aucun liséré d'albite n'est visible contrairement à ce qui est observé dans les granodiorites porphyroïdes et les granites gris;

- le feldspath alcalin: il s'agit de microcline très frais. Il se présente en cristaux xénomorphes bien développés (1 à 2mm) et légèrement perthitiques. Les cristaux à tendance poecilitique contiennent fréquemment des inclusions de plagioclase et de quartz. Les contraintes tectoniques (phase 3) ont parfois entraîné une désorganisation de l'agencement cristallin. Les phénomènes tardifs de recristallisation ont particulièrement affecté ce minéral.

- la muscovite est toujours présente. Les cristaux isolés sont automorphes et peuvent atteindre 3mm de long. Ils sont souvent déformés, en particulier par les minéraux voisins avec effet de poinçon (F3). De petits amas polycristallins sont associés à la biotite quand elle existe;

- la biotite est brune et pléochroïque. Les petits cristaux automorphes (400 $\mu$  maximum) sont souvent groupés. Dans certains échantillons, elle est totalement absente. La biotite est parfois chloritisée ou entourée de granules de minéraux opaques. Les inclusions sont inexistantes exceptées de rares cristaux de zircon.

Les autres minéraux sont très peu abondants, parfois accidentels:

- les minéraux opaques en granules ou en cristaux automorphes bien développés (jusqu'à 1mm);

- l'allanite en cristaux automorphes;

- le zircon quelquefois zoné et à coeur hérité;

- le rutile en agrégats ou en fines aiguilles (sagénite) dans la biotite et surtout dans la chlorite;

- l'apatite en petits cristaux globuleux;

- la clinozoïsité en petits granules.

La muscovite et la chlorite sont les principaux minéraux d'altération.

Notons que les échantillons extraits en bordures des massifs ou de filon à tendance aplitique sont totalement dépourvus de minéraux accessoires exceptés quelques rares minéraux opaques automorphes.

Les pegmatites sont aussi de couleur rose (coloration des feldspaths). La taille des cristaux est de 1 à 5cm. Elles sont constituées essentiellement de quartz, de plagioclase (oligoclase  $An_{10-20}$ ) et de feldspath alcalin (microcline). Dans ce dernier minéral, les inclusions de quartz dessinent parfois une texture graphique; on a alors des micropegmatites graphiques.

La muscovite en grosses tablettes centimétriques forme très souvent des amas polycristallins décimétriques. Aucune minéralisation particulière ne semble se développer dans ce type de roche.

## II - CARACTERES CHIMIQUES

14 analyses chimiques servent de base à l'étude géochimique. Les échantillons analysés proviennent de 6 massifs différents (Jauhovaara, Arola, Nurmi, Ontojoki, Kivijärvi, Tikkala) (voir Fig.23 et annexe).

### A - LES ELEMENTS MAJEURS (Tab.11)

La composition chimique des leucogranites est très homogène et toutes les roches sont très acides ( $\text{SiO}_2$  compris entre 73% et 77%). Les quatre éléments  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  représentent plus de 97% de la roche (99,31% pour G47), ce qui se traduit par la composition essentiellement quartzo-feldspathique. Le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  est généralement supérieur à 1 sauf pour deux échantillons (G27, G61) et peut atteindre 1,9 (G31).

N° Ech.	G 27	G 61	G 63	G 59	G 31	G 60	G 16	G 47	G 15	G 7	G 5	G 17	G 54	G 4		$\bar{x}$	$\sigma$
**	O	J	J	J	K	J	N	T	N	A	A	N	J	A			
$\text{SiO}_2$	73,20	73,83	74,18	74,24	74,30	74,95	75,07	75,98	76,07	76,69	76,36	76,78	76,79	76,90		75,38	1,23
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,98	14,12	13,95	14,07	12,86	13,03	13,11	14,08	12,55	13,61	12,65	13,49	13,13	13,32		13,43	0,53
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	1,85	1,18	0,93	0,97	1,83	0,65	1,28	0,36	0,91	0,36	0,84	0,74	0,43	0,45		0,91	0,47
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01		0,02	0,01
MgO	0,48	0,28	0,22	0,15	0,36	0,12	0,32	0,07	0,15	0,05	0,15	0,12	0,08	0,05		0,19	0,13
CaO	1,42	1,14	0,88	1,03	0,72	0,14	0,63	0,39	0,52	0,20	0,60	0,44	1,01	0,27		0,67	0,37
$\text{Na}_2\text{O}$	4,25	4,24	4,04	3,59	3,02	4,51	3,92	4,78	3,54	4,21	3,56	3,56	3,85	3,91		3,93	0,44
$\text{K}_2\text{O}$	3,78	4,04	4,48	4,46	5,71	4,70	4,32	4,47	4,67	4,34	4,62	4,79	4,31	4,34		4,50	0,42
$\text{TiO}_2$	0,27	0,17	0,12	0,13	0,16	0,09	0,19	0,04	0,13	0,05	0,12	0,13	0,05	0,06		0,12	0,06
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,09	0,04	0,07	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,10	0,16	0,06	0,03	0,03		0,06	0,03
P.F.	0,50	1,90	0,48	0,54	0,76	0,97	0,57	0,41	0,46	0,42	0,36	0,66	0,41	0,45		0,64	0,38
Total	99,85	100,96	99,38	99,27	99,80	99,21	100,21	100,64	99,06	100,04	99,44	100,78	100,10	99,79		99,85	
$\Sigma \text{QzAbOrAn}$	95,31	96,24	96,12	95,48	95,50	96,75	95,57	98,79	96,26	97,04	96,34	97,06	98,59	96,88			
Qz	30,51	30,97	31,54	34,06	32,95	30,39	34,07	30,28	36,40	35,38	36,90	36,79	35,72	37,01			
Or	22,35	23,91	26,49	26,38	33,78	27,80	25,55	26,44	27,63	25,66	27,33	28,33	25,49	25,66			
Ab	35,92	35,84	34,14	30,34	25,52	38,12	33,14	40,40	29,92	35,58	30,08	30,08	32,54	33,04			
An	6,53	5,42	3,95	4,7	3,25	0,44	2,81	1,67	2,31	0,42	2,03	1,86	4,84	1,17			
An %	15,4	13,1	10,4	13,4	11,3	1,1	7,8	4,0	7,2	1,2	6,3	5,8	12,9	3,4			
$\Sigma \text{Barylites}$	4,03	2,82	2,78	3,25	3,54	1,49	4,07	1,44	2,34	2,58	3,34	3,06	0,85	2,46			

Tableau 11 : Compositions chimiques en éléments majeurs des leucogranites de type Arola.

\* fer total sous forme  $\text{Fe}_2\text{O}_3$

\*\* massifs O : Ontojärvi      J : Jauhovaara  
                   K : Kivijärvi      N : Nurmi  
                   T : Tikkala        A : Arola

Les faibles proportions de minéraux colorés traduisent les très faibles teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (fer total),  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{TiO}_2$ ; la somme de ces derniers éléments varie entre 2,63% et 0,47%.

La composition chimique de ces roches est en tous points comparable à celle d'autres leucogranites, quels que soient leur âge et leur position géographique (Tab.12).

	LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA (FINLANDE)	LEUCOGRANITES SUD-ARMORICAINS (FRANCE) <sup>1</sup>	LEUCOGRANITES DE GALICE (ESPAGNE) <sup>2</sup>	LEUCOGRANITES DU MANASLU (NEPAL) <sup>3</sup>
$\text{SiO}_2$	75,38	73,03	72,23	74,32
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,43	14,45	14,58	14,56
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	0,91	1,26	1,23	0,86
$\text{MnO}$	0,02	0,02	<0,05	0,04
$\text{MgO}$	0,19	0,30	0,57	0,23
$\text{CaO}$	0,67	0,76	1,01	0,46
$\text{Na}_2\text{O}$	3,93	3,42	3,59	4,08
$\text{K}_2\text{O}$	4,50	4,62	4,92	4,56
$\text{TiO}_2$	0,12	0,16	0,17	-
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,06	0,19	0,20	-
PF	0,64	1,20	0,87	0,70
TOTAL	99,85	99,33	99,41	99,81
n	14	83	6	6

\*Fer total sous forme ferrique

n : nombre d'échantillons

Sources bibliographiques

<sup>1</sup>Strong et Hanmer, 1981

<sup>2</sup>Capdevila, 1969 ; Capdevila et Vialette, 1970

<sup>3</sup>Cocherie, 1978.

Tableau 12 : Comparaison de la composition moyenne des leucogranites de type Arola avec celle de divers leucogranites.

Dans le triangle An-Ab-Or normatifs, toutes les roches figurent dans le champ des granites (O'Connor, 1965) (Fig.25). Les pourcentages en anorthite, liés aux teneurs en CaO, sont faibles; ce qui différencie les leucogranites des granites gris.

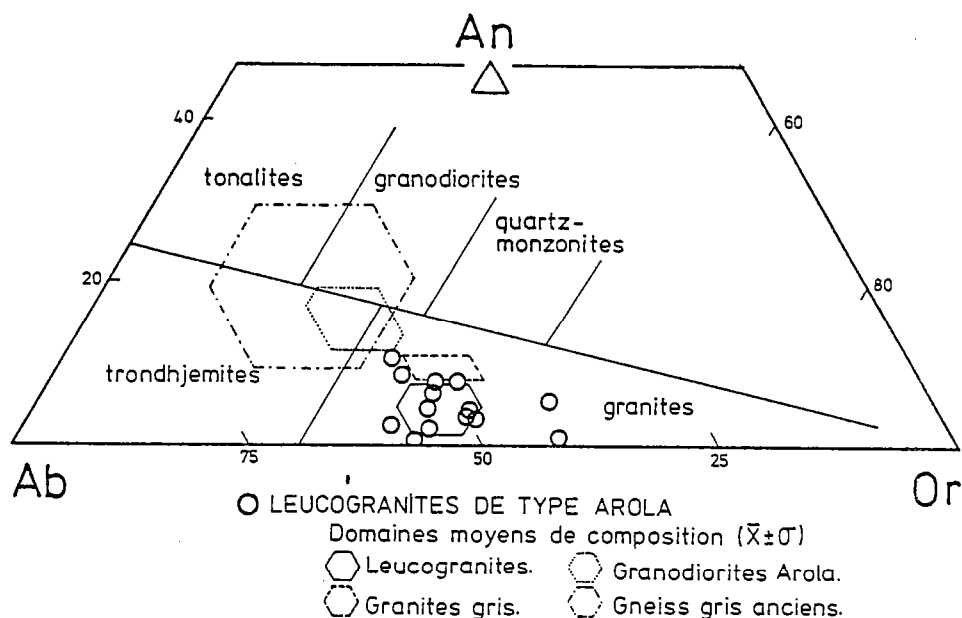


Figure 25 : Les leucogranites de type Arola dans le triangle de classification An-Ab-Or normatifs (O'Connor, 1965).

Il est sans doute abusif de parler d'une série pour cet ensemble lithologique, mais il est toutefois possible de le rattacher à une lignée calco-alcaline. C'est ce que montrent les différents diagrammes des figures 26 et 27: dans tous les cas, les points représentatifs des leucogranites de type Arola se situent dans la lignée calco-alcaline (MacDonald et Katsura, 1964; Kuno, 1968; Barker et al., 1976). Ils correspondent aux termes les plus évolués de cette série; caractère d'ailleurs classique des leucogranites en général.

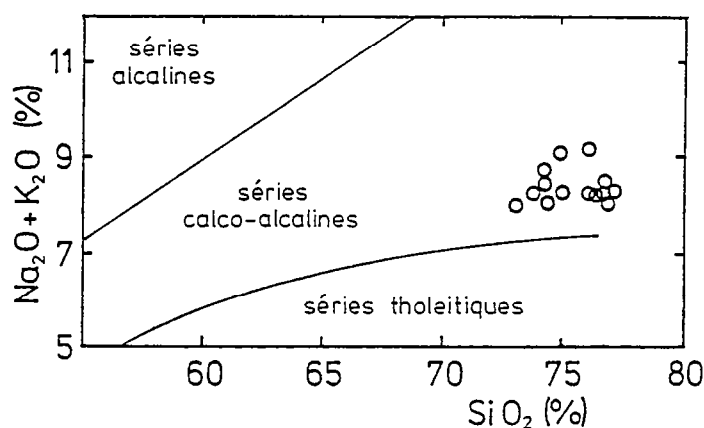


Figure 26 : Les leucogranites d'Arola dans le diagramme  $(Na_2O + K_2O) = f(SiO_2)$  (Mc Donald et Katsura, 1964 ; Kuno, 1968).



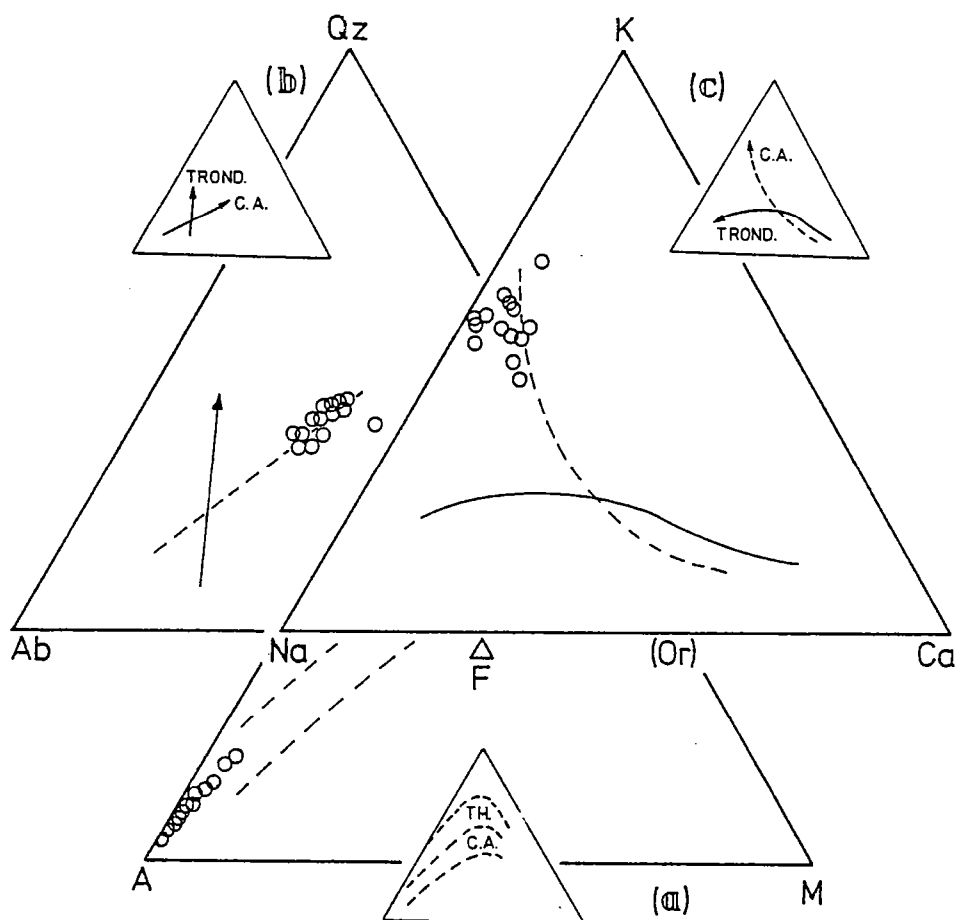


Figure 27 : Diagrammes montrant l'affinité calco-alcaline des leucogranites de type Arola (Barker et al., 1976 ; Kuno, 1968).

## B - LES ELEMENTS EN TRACES

### 1 - Alcalins, alcalino-terreux et métaux de transition (Tab.13)

Seuls quatre de ces éléments ont des teneurs relativement élevées: le rubidium, le strontium, le baryum et le zirconium. Les autres (Ni, Cr, Co, V, Nb et Y) montrent des teneurs extrêmement faibles voire nulles, conformément à la chimie des éléments majeurs.

Comparées aux différentes leucogranites (Tab.14), les roches de Finlande sont plus pauvres en Rb et plus riches en Sr, Ba et Zr.

Dans les leucogranites de type Arola, on remarquera la composition particulière des échantillons G7 et G4 (Tab.13), le premier prélevé en bordure de massif, le second dans un filon. Ils sont tous les deux plus riches en Rb et surtout très appauvris en strontium et en baryum, ce qui tend à les rapprocher des divers autres leucogranites (Tab.14).

N° Ech.	G 27	G 61	G 63	G 59	G 31	G 50	G 16	G 47	G 15	G 7	G 5	G 17	G 54	G 4		$\bar{x}$	$\sigma$
**	O	J	J	J	K	J	N	T	N	A	A	N	J	A			
Nb	(4)	9	(3)	(4)	(0)	(1)	7	(2)	8	19	7	7	8	11		(6)	(5)
Zr	104	107	60	88	153	67	142	36	859	39	79	93	58	48		138	203
Y	(5)	9	(5)	(4)	9	(4)	(5)	6	8	13	9	9	11	11		8	3
Sr	196	183	162	165	155	93	185	142	120	34	123	113	100	34		129	50
Rb	162	171	195	178	158	154	141	179	191	244	183	181	187	227		182	26
Co	(3)	(1)	(2)	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)	(1)	(2)	(1)	(1)	(2)	(1)		(2)	(1)
V	19	8	7	(5)	(3)	(2)	(5)	(0)	(0)	(0)	(0)	(2)	8	(0)		(4)	(5)
Ni	-	(4)	(2)	(1)	-	(0)	-	-	-	(0)	(0)	-	(0)	(1)		(1)	(1)
Cr	44	(2)	(1)	7	33	10	26	7	8	15	9	15	13	16		15	12
Ba	428	678	566	692	459	413	1629	649	936	126	919	888	174	125		620	386
K %	3,14	3,35	3,72	3,70	4,74	3,90	3,59	3,71	3,88	3,60	3,84	3,98	3,58	3,60		3,74	0,35
K/Rb	194	196	191	208	300	253	254	207	203	148	210	220	191	159		210	37
Rb/Sr	0,827	0,934	1,204	1,079	1,019	1,656	0,762	1,261	1,592	7,176	1,488	1,602	1,870	6,676		2,082	2,006

Tableau 13 : Composition chimique en éléments en traces des leucogranites de type Arola.

	LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA	LEUCOGRANITES SUD-ARMORICAINS	LEUCOGRANITES DE GALICE	LEUCOGRANITES DU MANASLU
Rb	182	258	247	387
Sr	129	86	100	55
Ba	620	298	276	166
Zr	138	80	78	43
n	14	68	6	7

Tableau 14 : Comparaison des teneurs moyennes en quelques éléments traces avec celles de divers leucogranites (Capdevila, 1969 ; Capdevila et Vialette, 1970 ; Coherie, 1978 ; Strong et Hamner, 1981) (n : nombre d'analyses)

Le caractère singulier de ces échantillons se retrouve dans les diagrammes  $(K\%)=F(Rb)$  et  $(Rb)=F(Sr)$  (Fig.28 et 29). Leur rapport K/Rb est particulièrement bas (env.150) par rapport aux autres roches dont les points sont proches du "Main Trend" de Shaw (1968). Leur rapport Rb/Sr est très élevé (Rb/Sr env.7).

A cela, deux interprétations peuvent être avancées: soit que ces roches aient subi l'action des fluides hydrothermaux enrichis en Rb (Shaw, 1968); soit qu'elles résultent d'une différenciation dans un gradient thermique (Hameurt, com. pers.)

Dans le diagramme  $(Rb)=f(Sr)$  (Fig.29), l'étalement des rapports Rb/Sr n'est pas dû tant aux variations des teneurs en Rb, mais surtout à la diminution des concentrations en Sr.

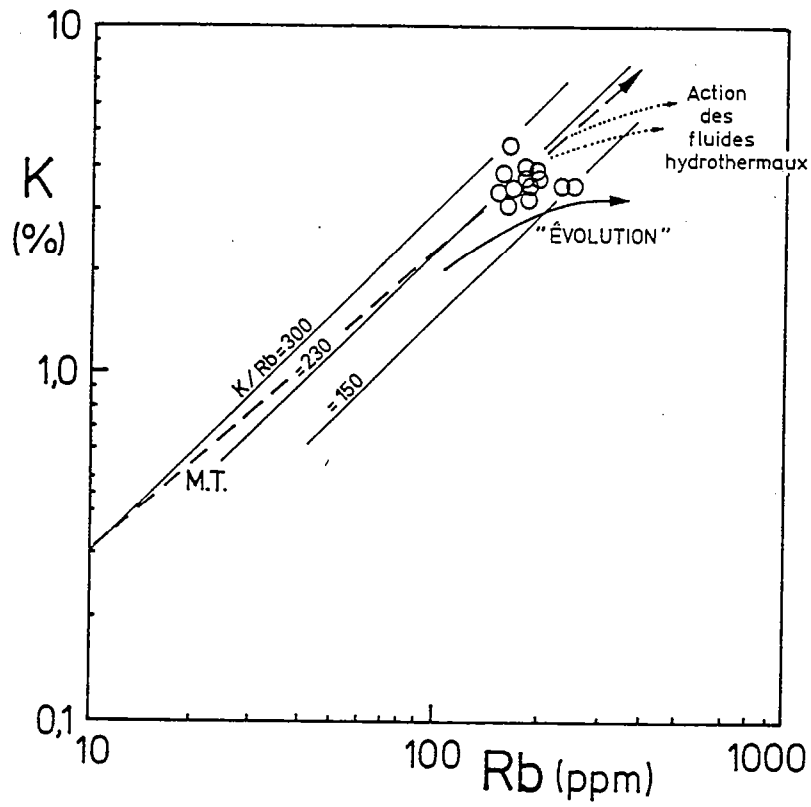


Figure 28 : Les leucogranites de type Arola dans le diagramme  $(K\%) = f(Rb)$  ;  
M.T. : "Main Trend" de Shaw (1968).

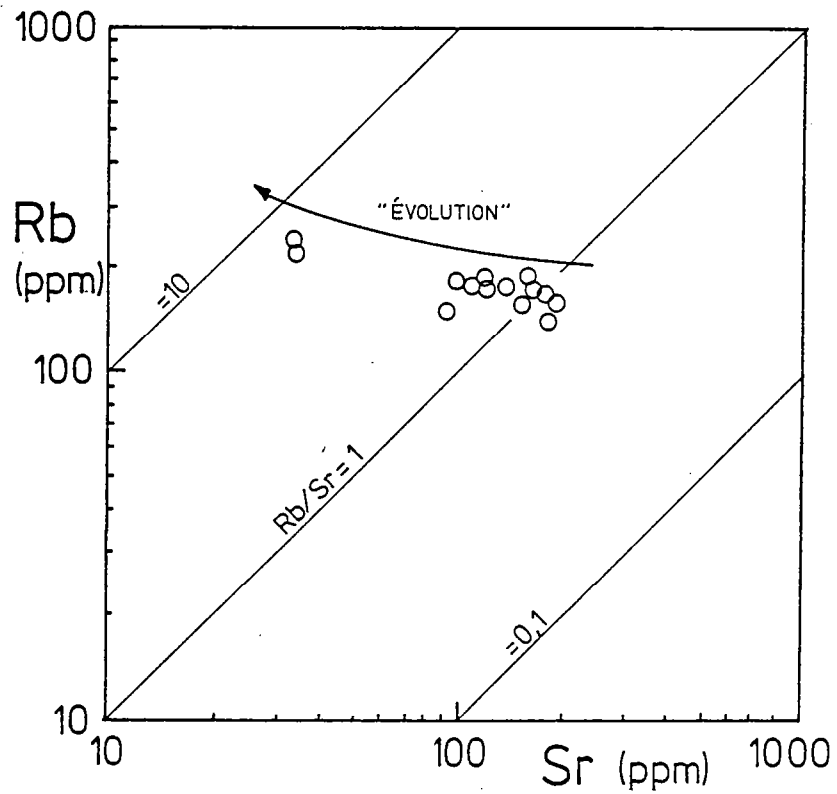


Figure 29 : Evolution des leucogranites d'Arola dans le diagramme  $(Rb) = f(Sr)$ .

## 2 - Les Terres Rares (Tab.15)

Trois échantillons ont été analysés (G16, G15, G4). Les spectres normalisés aux chondrites sont présentés dans la figure 30. La somme des terres rares est très variable et peut être très faible (de 164ppm à 49ppm). La diminution est due uniquement à la baisse des teneurs en Terres Rares légères, leur fractionnement étant de plus en plus faible ( $(La/Sm)_N = 6,9-5,4-4,2$ ). Cette diminution est en corrélation avec une baisse du pourcentage en silice.

Les teneurs en Terre Rares lourdes sont faibles et remarquablement constantes et par conséquent leur fractionnement aussi ( $(Gd/Yb)_N = 2,0-1,8-2,1$ ).

L'anomalie en europium est négative dans les trois cas; elle est faible pour les échantillons G16 et G15, beaucoup plus prononcée pour la roche filonienne (G4).

NoEch.	G16	G15	G4
La	44,4	15,3	11,5
Ce	84,5	35	24
Nd <sup>+</sup>	27,8	11,8	9,6
Sm	3,9	1,71	1,66
Eu	0,71	0,44	0,28
Gd <sup>+</sup>	1,68	1,30	1,40
Tb	0,18	0,19	0,21
Yb	0,63	0,58	0,57
Lu	0,12	0,09	0,09
$\sum$ T.R.	163,92	66,41	49,31
$(La/Yb)_N$	46,5	17,4	13,3
$(Eu^*/Eu)_N$	0,98	1,00	0,63

Tableau 15 : Composition en Terres Rares des leucogranites de type Arola (Analyse par activation neutronique)  
 $(\sum T.R. = La+Ce+Nd+Sm+Eu+Gd+Tb+Yb+Lu)$

Dans le diagramme  $(La/Yb)_N = f(Yb_N)$  (Fig.31), les trois points se situent dans le domaine des granitoïdes archéens défini par Martin (1985). Deux échantillons, les plus acides, figurent aussi dans le champ des leucogranites himalayens.

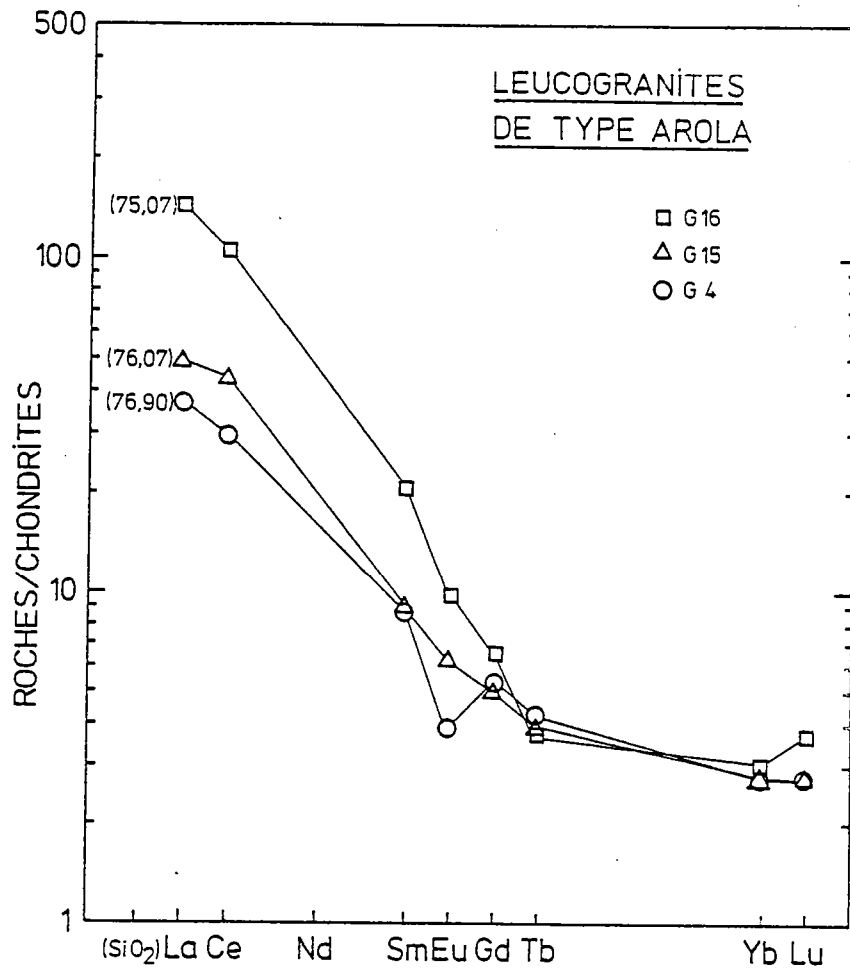


Figure 30 : Spectres de Terres Rares des leucogranites de type Arola (teneurs normalisées aux chondrites).

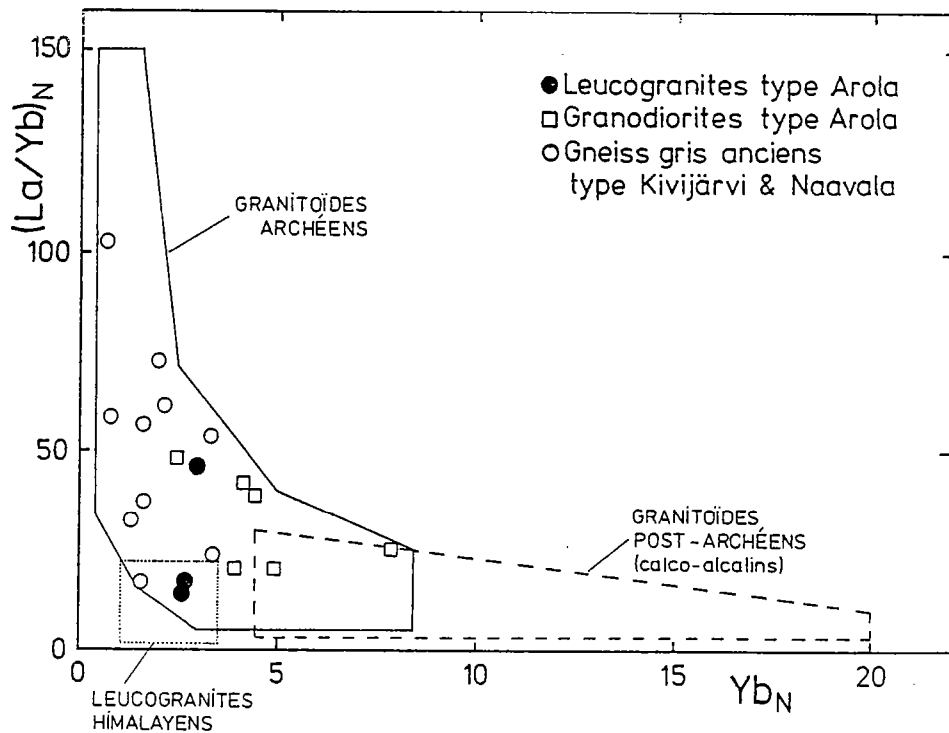


Figure 31 : Les leucogranites de type Arola dans le diagramme  $(La/Yb)_N = f(Yb)_N$ .  
Domaine de composition des divers granitoïdes d'après Martin (1985).

Si l'on compare plus en détail les spectres des leucogranites de type Arola avec ceux des autres leucogranites (Fig.32), on remarque qu'ils sont très semblables tant du point de vue des teneurs que du fractionnement général  $(La/Yb)_N$ . Seules les teneurs en Gd et Tb semblent légèrement plus faibles dans les leucogranites de type Arola.

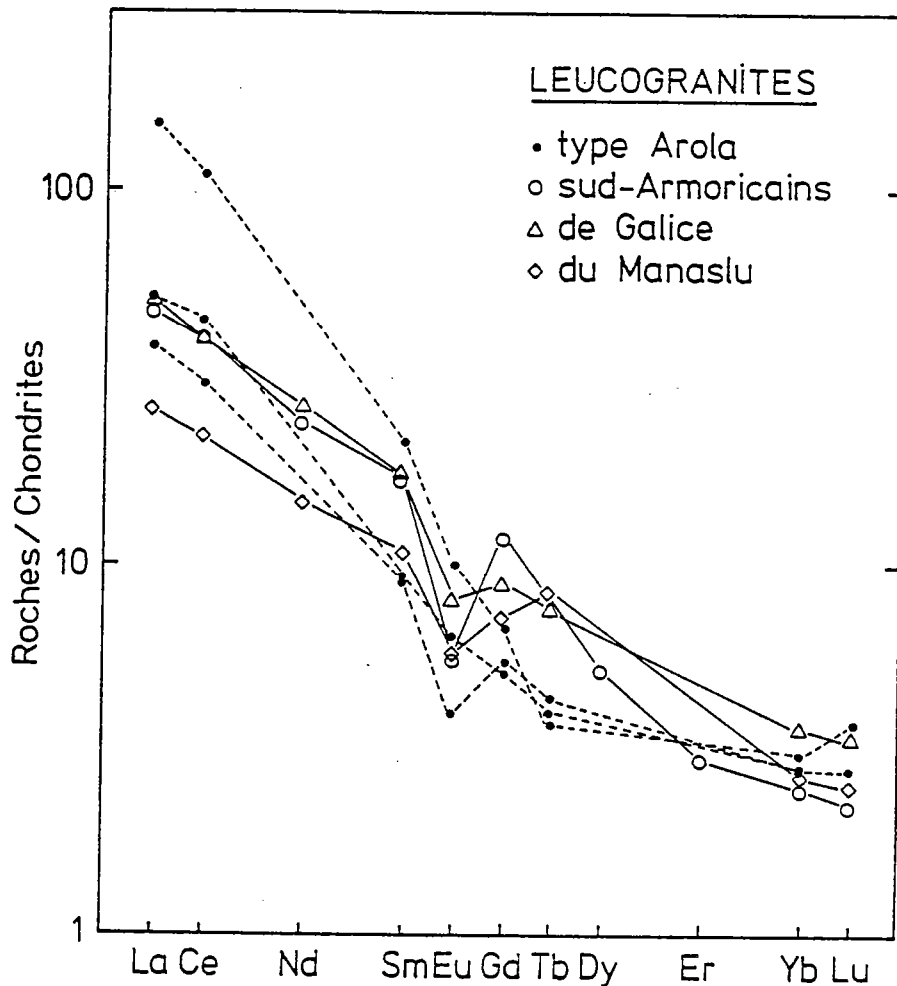


Figure 32 : Comparaison des spectres de Terres Rares des leucogranites de type Arola avec ceux de divers autres leucogranites : leucogranites sud-armoricains (Bernard-Griffiths et al., 1985), leucogranites de Galice (Cocherie, 1978), leucogranites du Manaslu (Vidal et al., 1982).

L'étude des leucogranites de type Arola a montré que ces roches ont de très nombreux caractères géochimiques communs avec divers leucogranites :

-leucogranites archéens de Finlande orientale (type Arola) 2410Ma (Martin et Querré, 1984);

-leucogranites hercyniens sud-armoricains 300/340Ma (Bernard-Griffiths et al., soumis à publication) et de Galice 305Ma (référence) (Capdevila et Vialette, 1970; Vialette in Cocherie, 1978);

-leucogranites himalayens du Manaslu (Népal) 20Ma (Vidal et al., en cours de publication).

En conclusion, il apparaît donc que les phénomènes géochimiques donnant naissance à ce type de granite sont très constants à travers l'espace et le temps.

## CHAPITRE IV

## LES DONNEES RADIOMETRIQUES

## I - LES DATATIONS Rb-Sr SUR ROCHES TOTALES

Au total, 23 roches ont été sélectionnées pour l'étude géochronologique et isotopique. A celles-ci viennent s'ajouter 22 autres échantillons dont les analyses ont déjà été publiées (Vidal et al., 1980; Martin et al., 1983a).

Par mesure de commodité, cette étude concerne non seulement les granitoïdes de type Arola mais aussi les volcanites de Luoma. Ce type de volcanisme associé au plutonisme granodioritique sera caractérisé plus en détail dans la troisième partie de ce mémoire.

## A - LES GRANODIORITES DE TYPE AROLA

Deux massifs ont été étudiés: le massif d'Arola-Hiisijärvi (Martin et Querré, 1984) et le massif de Suomussalmi (Martin et al., 1983a) (situation: voir Fig.6).

## 1 - Le massif d'Arola-Hiisijärvi

Neuf échantillons de granodiorite porphyroïde ont été analysés: 5 appartenant au groupe A, 4 au groupe C (Tab.16). Les rapports Rb/Sr varient entre 0,05 et 0,68.

Les résultats obtenus dans le diagramme isochrone (Fig.33) sont:

$$\text{Age} = 2,50 \pm 0,10 (2 \sigma) \text{ Ga IDP} \quad (\text{indice des déviations pondérées}) = 3,4$$

$$I_{\text{Sr}} = 0,07030 \pm 0,0006 (2 \sigma) \quad (\text{Martin et Querré, 1984}).$$

**Discussion:** l'ensemble des points représentatifs définit une isochrone statistiquement vraie. Un échantillon (G149) s'écarte de la droite. Si le calcul est effectué sans cet

Ech.	Gr.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
G 6	C	107	764	0,405	0,7180
G 148	A	132	344	1,11	0,7442
G 149	A	143	301	1,37	0,7510
G 154	C	101,8	662	0,445	0,7190
G 155	C	99,7	686	0,4204	0,7179
G 187	A	165	244	1,96	0,7736
G 193	A	125	509	0,713	0,7296
G 195	A	121	659	0,530	0,7222
G 224	C	46,9	918	0,148	0,7083
<hr/>					
2798*	C	105	741	0,410	0,7175
3336*	C	108	690	0,453	0,7194

Tableau 16 : Teneurs en Rb, Sr et valeurs des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pour les granodiorites d'Arola-Hiisijärvi (Martin et Querré, 1984).  
\* valeurs obtenues par Vidal et al. (1980) sur des granodiorites du même massif.

## GRANODIORITES D'AROLA-HIISIJÄRVI

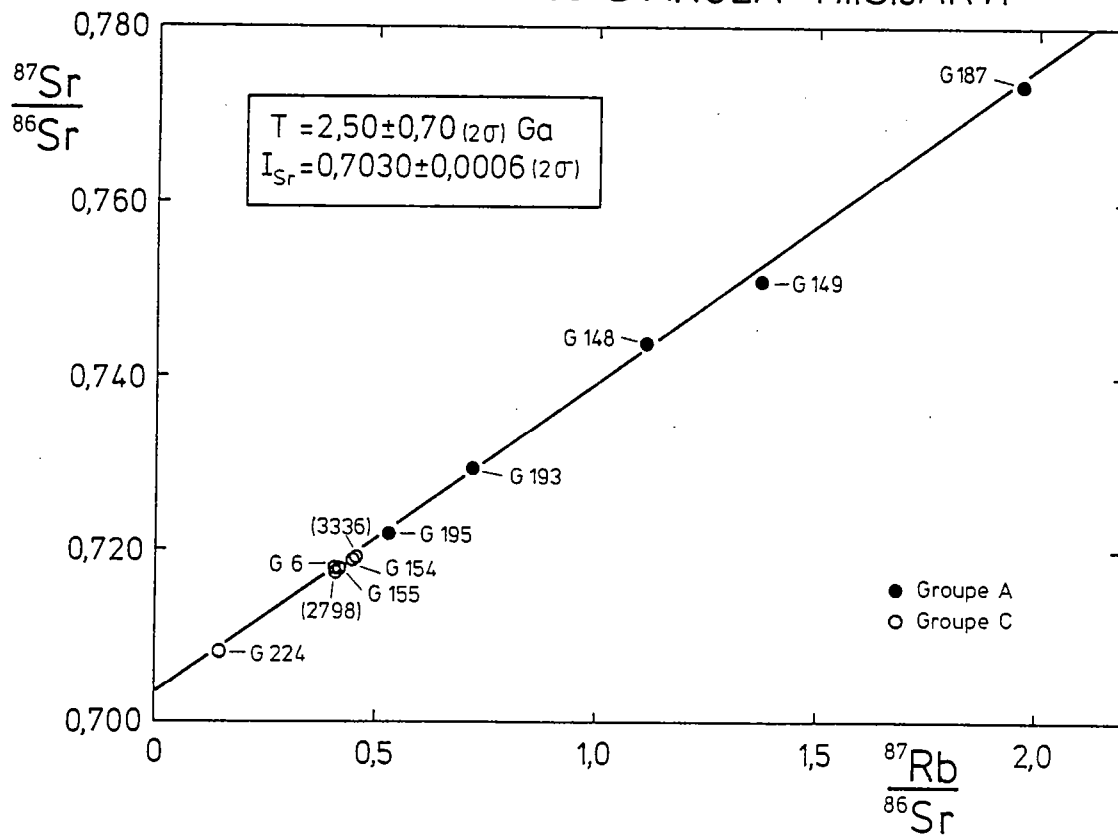


Figure 33 : Diagramme isochrone Rb-Sr sur roches totales pour les granodiorites d'Arola-Hiisijärvi (Martin et Querré, 1984).  
\*cf tableau 16. GROUPE A - GROUPE C.



échantillon, l'âge devient  $2,53 \pm 0,06 (2\sigma)$  Ga (IDP=1,87) et le rapport isotopique initial,  $I_{Sr} = 0,7029 \pm 0,0005 (2\sigma)$  (Martin et Querré, 1984). Ces valeurs sont identiques à celles obtenues précédemment, sauf l'erreur ( $2\sigma$ ) qui est plus faible dans ce cas, montrant que G149 ne fait que contribuer à la dispersion des points sans modifier l'âge.

Deux granodiorites porphyroïdes d'Arola ont été analysées par Vidal et al. (1980). Les analyses, traitées avec celles de granodiorites de divers massifs, n'avaient pas fourni un alignement suffisant mais une erreurchrone. Le non-cogénéisme de ces roches suspecté par les auteurs en est la principale raison.

Si l'on inclut dans le calcul les rapports isotopiques de ces deux échantillons (2798,3336), l'âge et le rapport initial sont inchangés; ce qui confirme les résultats précédents:

$$(11 \text{ échantillons}) \quad \text{Age} = 2,50 \pm 0,06 (2\sigma) \text{ Ga} \quad \text{IDP} = 2,91$$

$$I_{Sr} = 0,7030 \pm 0,005 (2\sigma) \quad (\text{Martin et Querré, 1984}).$$

Toutes ces analyses ont été faites sur des roches provenant du même massif et sont considérées comme cogénétiques. Deux groupes de roches (A et C) ont été définis au sein de l'ensemble granodioritique et ce, en particulier dans le massif d'Arola-Hiisijärvi. A ce propos, deux observations principales peuvent être faites:

. **composition isotopique:** la subdivision en deux groupes se retrouve parfaitement dans les compositions isotopiques des divers échantillons; les rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  se répartissent en deux domaines distincts:

$$\begin{aligned} \text{Groupe A: } 1,96 > ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 0,530 \\ \text{Groupe C: } 0,453 > ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 0,148 \end{aligned}$$

L'ensemble des points s'alignant sur une droite isochrone, le même type d'observation peut être fait en ce qui concerne les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

. **âges:** les diverses roches, cogénétiques, ont été traitées dans leur ensemble. Si l'on sépare les deux groupes de roches, les résultats deviennent:

$$\begin{aligned} \text{Groupe A} \quad \text{Age} &= 2,47 \pm 0,15 (2\sigma) \text{ Ga} \quad \text{IDP} = 5,92 \\ I_{Sr} &= 0,7037 \pm 0,0019 (2\sigma) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Groupe C} \quad \text{Age} &= 2,50 \pm 0,13 (2\sigma) \text{ Ga} \quad \text{IDP} = 1,42 \\ I_{Sr} &= 0,7030 \pm 0,0007 (2\sigma) \end{aligned}$$

Les gammes de composition étant plus restreintes, les erreurs ( $\pm 2\sigma$ ) sur les rapports initiaux et surtout sur les âges, sont plus importantes dans ce cas.

Les analyses du groupe C donnent un âge et un rapport initial sans différence statistique significative. Les roches du groupe A semblent fournir un résultat quelque peu différent. Toutefois, si l'on considère les domaines d'incertitude (à  $2\sigma$  près), la différence sur les âges obtenus n'est pas significative (recouvrement des domaines (âge moyen  $\pm 2\sigma$ ): C 82% de A). Seul le rapport initial pourrait être légèrement supérieur pour le groupe A (0,7037 contre 0,7030), bien que son domaine d'incertitude soit relativement grand ( $\pm 0,0019$  à  $2\sigma$ ).

Ces résultats seront repris et interprétés dans l'étude pétrologique.

L'âge de 2,5 Ga est considéré comme celui de la mise en place des granodiorites. En effet, la datation d'un événement métamorphique par la méthode Rb-Sr sur roches totales suppose une réhomogénéisation isotopique totale à l'échelle du massif. Les âges obtenus par la même méthode sur les gneiss (Naavala, Kivijärvi) situés à quelques dizaines de kilomètres du massif ou même sur des massifs intrusifs dans celui d'Arola-Hiisijärvi (leucogranites d'Arola) sont significativement différents (gneiss: 2,87 Ga, 2,65 Ga (Martin et al., 1983a); leucogranites: 2,41 Ga (Martin et Querré, 1984)). L'hypothèse qu'un événement métamorphique aurait entraîné une réinitialisation générale des traceurs isotopiques, peut donc être totalement rejetée.

En conclusion, l'âge de mise en place du massif d'Arola-Hiisijärvi est de 2,50 Ga; le rapport isotopique initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , bien défini sur l'ensemble des données est de 0,703. Le fait que les granodiorites appartiennent à l'un ou l'autre groupe n'a aucune influence ou peu sur l'âge ou le rapport isotopique initial.

## 2 - Le massif de Suomussalmi

Ce massif situé au Sud de la ceinture de Suomussalmi (Fig.6), fait partie de l'ensemble granodioritique de type Arola. Il a fait l'objet d'une étude géochimique et géochronologique par Martin et al. (1983a et b).

Les teneurs en Rb et Sr, les rapports isotopiques ainsi que le diagramme isochrone pour ces roches sont présentés dans le tableau 17 et la figure 34.

Les résultats obtenus (6 échantillons) sont les suivants:

$$\text{Age} = 2,51 \pm 0,11 (2\sigma) \text{ Ga} \quad \text{IDP}=4,2$$

$$I_{\text{Sr}} = 0,7049 \pm 0,0008 (2\sigma) \quad \text{Martin et al., 1983a}.$$

Si l'on intègre dans les calculs les analyses isotopiques de 4 échantillons prélevés dans le même massif et publiées par Vidal et al. (1980), on obtient (10 échantillons):

	Ech.	Gr.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
M	H 59	C	102	774	0,383	0,7184
	H 60	A	58,5	554	0,305	0,7156
	H 62	A	96,2	273	1,021	0,7420
	H 63	A	108	379	0,828	0,7352
	H 355	C	72,4	827	0,253	0,7147
	H 356	C	46,5	323	0,416	0,7198
V	3338		112	356	0,910	0,7372
	3340	?	118	751	0,455	0,7212
	3342		74,0	366	0,585	0,7256
	3344		88,6	372	0,690	0,7309

Tableau 17 : Teneurs en Rb, Sr et valeurs des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des granodiorites de Suomussalmi (Martin et al., 1983a).  
sources bibliographiques :  
M : Martin et al. (1983a)  
V : Vidal et al. (1980).

## GRANODIORITES DE SUOMUSSALMI

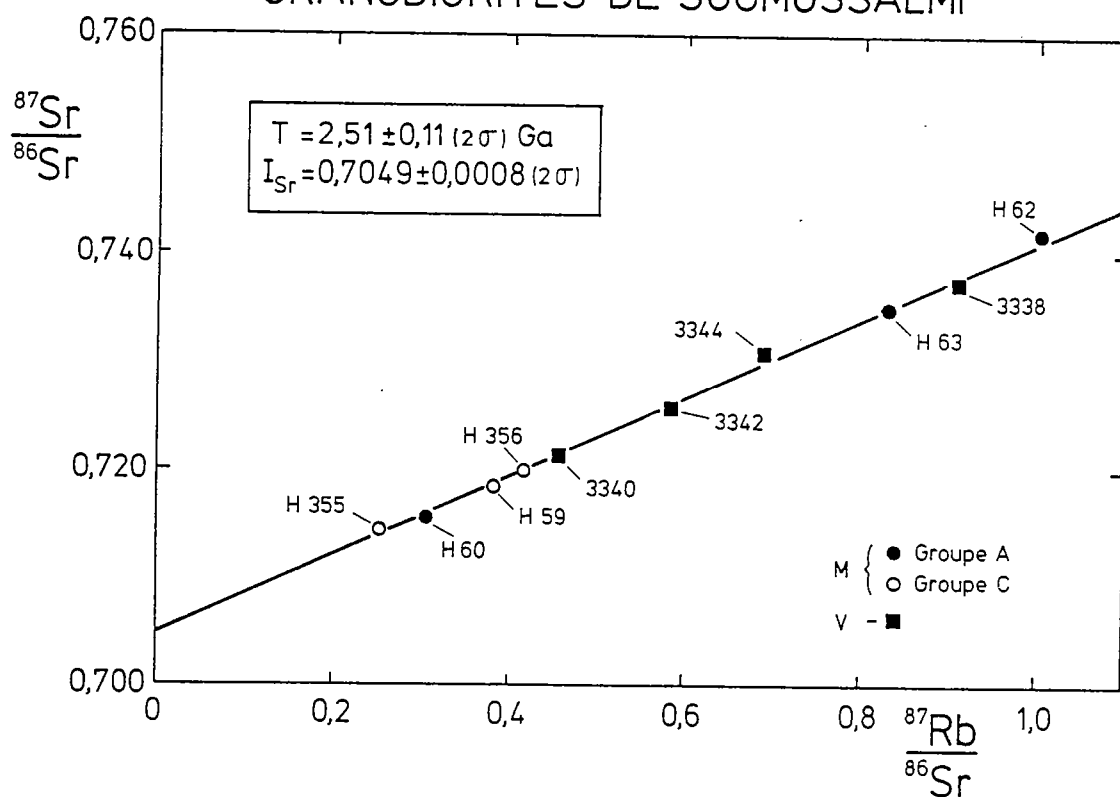


Figure 34 : Diagramme isochrone Rb-Sr sur roches totales pour les granodiorites de Suomussalmi (Martin et al., 1983a).

GROUPE A  
M  
GROUPE C  
V

$$\text{Age} = 2,505 \pm 0,109 (2 \sigma) \text{Ga} \quad \text{IDP} = 4,26$$

$$I_{\text{Sr}} = 0,7049 \pm 0,0008 (2 \sigma) \quad \text{Martin et al., 1983a}.$$

Ces résultats confirment les précédents.

En tenant compte des domaines d'incertitude, nous pouvons conclure que les massifs de Suomussalmi et d'Arola-Hiisijärvi ont des âges de mise en place identiques (env. 2,5 Ga). Seuls les rapports isotopiques initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diffèrent sensiblement (0,705-0,703).

La distinction groupe A ou C dans les granodiorites de Suomussalmi est opérée en fonction d'un critère chimique (rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ ; voir caractères géochimiques des granodiorites). Excepté un échantillon (H60), la répartition des rapports isotopiques observée dans les granodiorites d'Arola-Hiisijärvi se retrouve dans les roches du massif de Suomussalmi (Fig. 34). Les valeurs limites approximatives des rapports entre les deux groupes A et C sont de 0,5 pour  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  et de 0,72 pour  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Ici aussi, l'appartenance à l'un ou à l'autre des groupes n'a pas d'influence sur l'âge ou le rapport initial.

## B - LES VOLCANITES DE LUOMA

C'est dans la ceinture de Suomussalmi que la formation de Luoma est la mieux définie et la mieux représentée. 5 échantillons de cette formation ont fait l'objet d'une analyse isotopique Rb-Sr (Tab. 18).

Dans le diagramme isochrone (Fig. 35), les points représentatifs s'alignent suivant une droite dont les paramètres sont:

$$\text{Age} = 2,50 \pm 0,10 (2 \sigma) \text{Ga} \quad \text{IDP} = 1,16$$

$$I_{\text{Sr}} = 0,7050 \pm 0,0004 (2 \sigma) \quad (\text{Martin et Querré, 1984}).$$

L'erreur (à  $2 \sigma$ ) sur l'âge, relativement importante ( $\pm 0,10 \text{Ga}$ ), est due au faible étalement des rapports Rb/Sr pour ces échantillons ( $0,04 < \text{Rb/Sr} < 0,2$ ). Quant au rapport initial  $I_{\text{Sr}}$ , son domaine d'incertitude est très peu élevé ( $\pm 0,0004 (2 \sigma)$ ).

L'âge des volcanites de Luoma considéré comme celui de leur mise en place, est confirmé par les résultats de la méthode du plomb commun obtenus sur ce même type de roches (Vidal et al., 1980; Martin et Querré, 1984). Trois felsites (2795, 2597, 2800) et deux galènes (G33, 79-226) échantillonnées dans la région de Luoma ont été analysées par Kouvo (1965) et Vidal et al. (1980). L'âge calculé est de  $2,55 \pm 0,55 \text{Ga}$ , résultat en accord avec ceux obtenus par la méthode Rb-Sr.

Ech.	Gr*	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
S 17	A	26,3	243	0,313	0,7160
S 29	C	9,10	223	0,118	0,7094
S 64	A	75,6	381	0,575	0,7260
S 70	C	38,7	541	0,207	0,7124
S 160	C	48,2	410	0,340	0,7173

Tableau 18 : Teneurs en Rb, Sr et valeurs des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des volcanites de type Luoma (Martin et Querré, 1984).

\* La distinction groupe A et C est faite en fonction du rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  des roches (voir caractérisation chimique des granodiorites d'Arola).

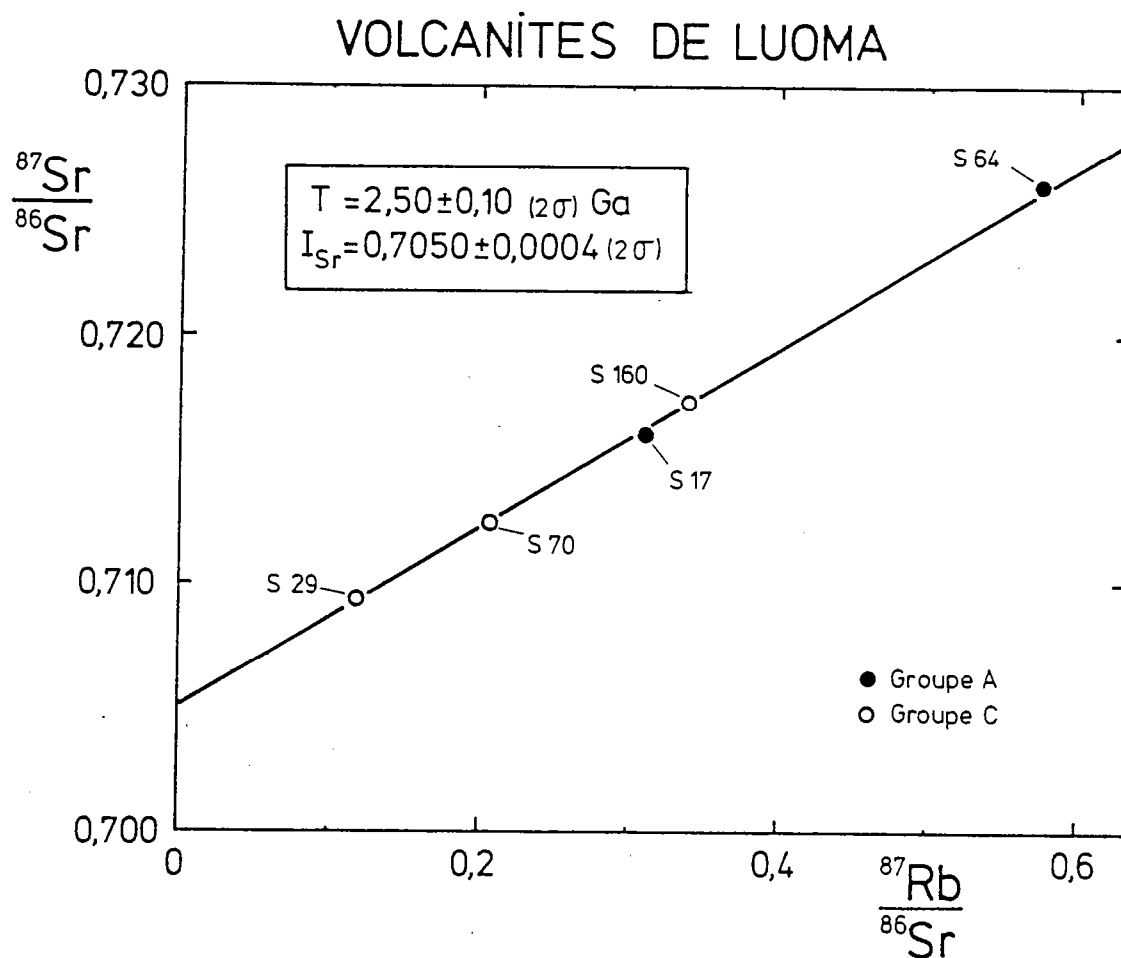


Figure 35 : Diagramme isochrone Rb-Sr sur roches totales pour les volcanites de type Luoma (Martin et Querré, 1984).

GROUPE A  
GROUPE C

On remarquera une fois de plus, que les roches du groupe C montrent des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  toujours inférieurs à 0,5 (Fig.35). Il est supérieur à cette valeur pour un des deux échantillons du groupe A (S64).

De la comparaison de ces résultats avec ceux obtenus sur les granodiorites de type Arola (massifs d'Arola-Hiisijärvi et Suomussalmi), les observations suivantes se dégagent:

- \* les âges de mise en place de ces deux grandes formations sont identiques (env.2,5Ga);

- \* le rapport isotopique initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de la formation de Luoma se situe dans la même gamme de valeurs que celles des granodiorites; il est identique à celui du massif de Suomussalmi (0,705);

- \* la distinction groupes A et C se retrouve au point de vue des compositions isotopiques; caractère tendant à prouver que le phénomène à l'origine de cette répartition est le même pour les deux formations.

## C - LES LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA

### 1 - Les granites

Afin d'être représentative, cette analyse a porté sur 9 échantillons provenant de 3 massifs distincts (Arola, Nurmi et Jauhovaara, voir Fig.23).

Les compositions isotopiques de 5 autres échantillons provenant essentiellement de la carrière d'Arola et analysés par Vidal et al. (1980), sont prises en compte dans cette étude.

Les rapports isotopiques de 9 échantillons (Tab.19) déterminent dans le diagramme isochrone (Fig.36) une droite dont les composantes sont:

$$\text{Age} = 2,41 \pm 0,04 (2\sigma) \text{ Ga} \quad \text{IDP} = 1,48$$

$$I_{\text{Sr}} = 0,708 \pm 0,002 (2\sigma) \quad (\text{Martin et Querré, 1984}).$$

**Discussion:** la bonne précision sur l'âge est due à la fourchette très large des rapports Rb/Sr pour les échantillons analysés (Rb/Sr compris entre 0,76 et 7,4). Les échantillons G4 et G7, très radiogéniques se distinguent nettement de l'ensemble. Rappelons que le premier correspond à un faciès de bordure, le second a été prélevé dans un filon. On notera l'hétérogénéité des compositions isotopiques, particulièrement entre G4 et G5 ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  respectivement de 21,46 et 4,38) prélevés dans la même carrière à une centaine de mètres d'intervalle.

Si l'on fait abstraction de ces deux points particuliers dans le calcul des

	MASSIF	Ech.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
M	A R O L A	G 4 (U)	226	30,5	21,46	1,4585
		G 5 (U)	176	119	4,377	0,8638
		G 7 (F)	233	32,7	20,59	1,4173
	NURMI	G 15	188	115	4,718	0,8718
		G 16	136	178	2,217	0,7845
	JAUHOVAARA	G 59	172	162	3,073	0,8149
		G 60	152	91,6	4,788	0,8738
		G 61	172	178	2,795	0,8072
		G 63	198	154	3,710	0,8377
	V	A R O L A	3331 (U)	164	173	2,744
3332 (U)			177	184	2,795	0,8095
3333 (U)			192	182	3,055	0,8170
3334 (U)			177	190	2,696	0,8056
3335 (U)			204	83,8	7,049	0,9534

Tableau 19 : Teneurs en Rb, Sr et valeurs des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des leucogranites de type Arola.

V : Vidal et al. (1980)

M : Martin et Querré (1984)

carrière d'Arola  
filon granitique.

## LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA

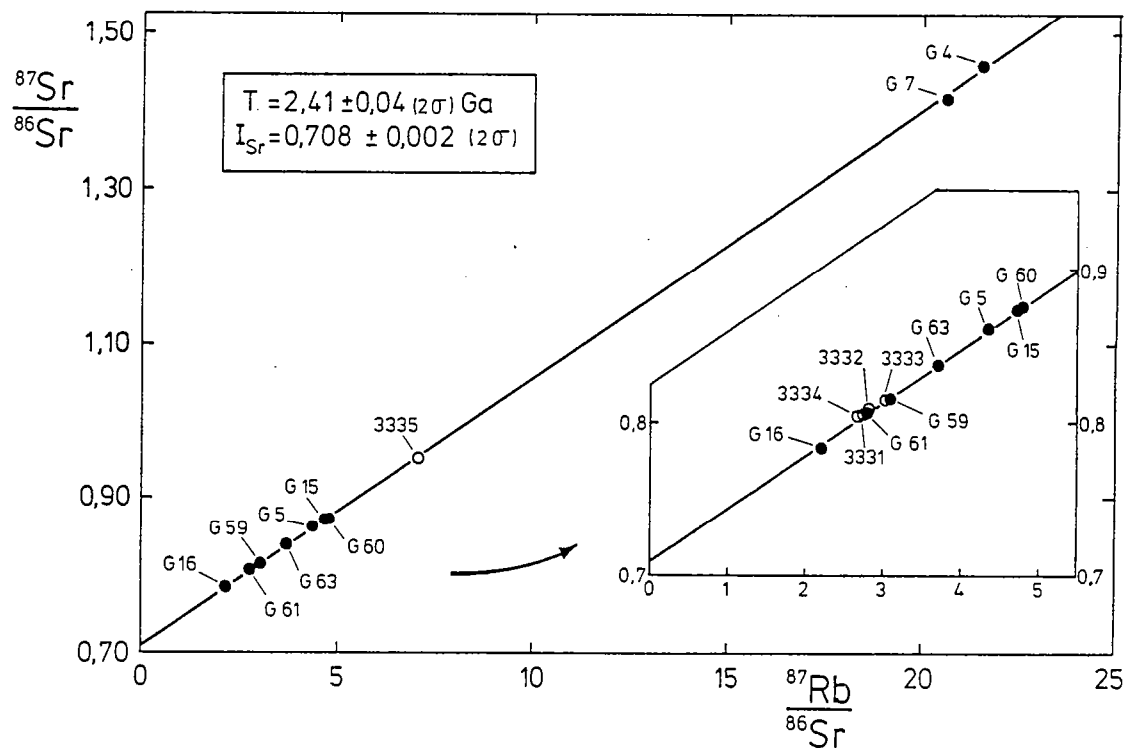


Figure 36 : Diagramme isochrone Rb-Sr sur roches totales pour les leucogranites de type Arola. Martin et Querré (1984), Vidal et al. (1980).

paramètres isochrones, l'âge et le rapport initial sont aux domaines d'incertitude près, inchangés:

$$\begin{aligned} (7 \text{ échantillons}) \quad \text{Age} &= 2,43 \pm 0,09 (2 \sigma) \text{Ga} & \text{IDP} &= 1,66 \\ I_{\text{Sr}} &= 0,707 \pm 0,004 (2 \sigma) & & (\text{Martin et Querré, 1984}). \end{aligned}$$

Ces deux échantillons n'interfèrent donc pas de manière significative sur les résultats généraux.

Les cinq échantillons analysés par Vidal et al. (1980), relativement dispersés dans le diagramme  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , fournissaient un âge de  $2,30 \pm 0,11 (2 \sigma) \text{Ga}$  (IDP=1,9) et un rapport isotopique initial de  $0,717 \pm 0,005 (2 \sigma)$ . Si ces analyses sont intégrées dans le calcul de la droite isochrone, on obtient:

$$\begin{aligned} (14 \text{ échantillons}) \quad \text{Age} &= 2,40 \pm 0,005 (2 \sigma) \text{Ga} & \text{IDP} &= 2,9 \\ I_{\text{Sr}} &= 0,710 \pm 0,003 (2 \sigma) & & (\text{Martin et Querré, 1984}) \end{aligned}$$

Comparés aux précédents, ces résultats sont tout à fait cohérents. Une isochrone a été calculée pour le seul massif d'Arola sur lequel les données isotopiques sont les plus nombreuses. Les résultats sont les suivants:

$$\begin{aligned} (8 \text{ échantillons}) \quad \text{Age} &= 2,38 \pm 0,04 (2 \sigma) \text{Ga} & \text{IDP} &= 1,35 \\ I_{\text{Sr}} &= 0,714 \pm 0,002 (2 \sigma) \end{aligned}$$

Ils confirment l'âge récent des leucogranites et la valeur élevée du rapport isotopique initial.

## 2 - Pegmatites et Aplites

5 roches filoniennes ont été analysées par Vidal et al. (1980). Deux pegmatites (3326,3327) ont été prélevées dans des filons recoupant les gneiss anciens (Naavala); deux aplites (3339,3341) et une pegmatite (3334) dans des filons intrusifs dans les granodiorites de type Arola (massif de Suomussalmi).

Une isochrone composite faisant intervenir ces échantillons, des gneiss anciens et des granodiorites, donnait un âge de 2,61 Ga ( $I_{\text{Sr}}=0,7033$ ) (Vidal et al., 1980). Cette datation à laquelle correspond un âge moyen du domaine granito-gneissique, a permis de confirmer le caractère archéen de ce socle.

Si l'on extrait les analyses des pegmatites et des aplites, le calcul de la droite isochrone aboutit aux résultats suivants (Tab.20, Fig.37):



Ech.		Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
3326	PG	147	260	1,637	0,7641
3327	PG	158	216	2,118	0,7816
3343	PG	98,4	215	1,325	0,7536
3339	AP	121	289	1,212	0,7486
3341	AP	97,6	291	0,971	0,7421

Tableau 20 : Teneurs en Rb-Sr et valeurs des rapports  $^{86}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{97}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des pegmatites et aplites associées aux leucogranites d'Arola (PG : pegmatites ; AP : aplites).  
Extrait de Vidal et al. (1980).

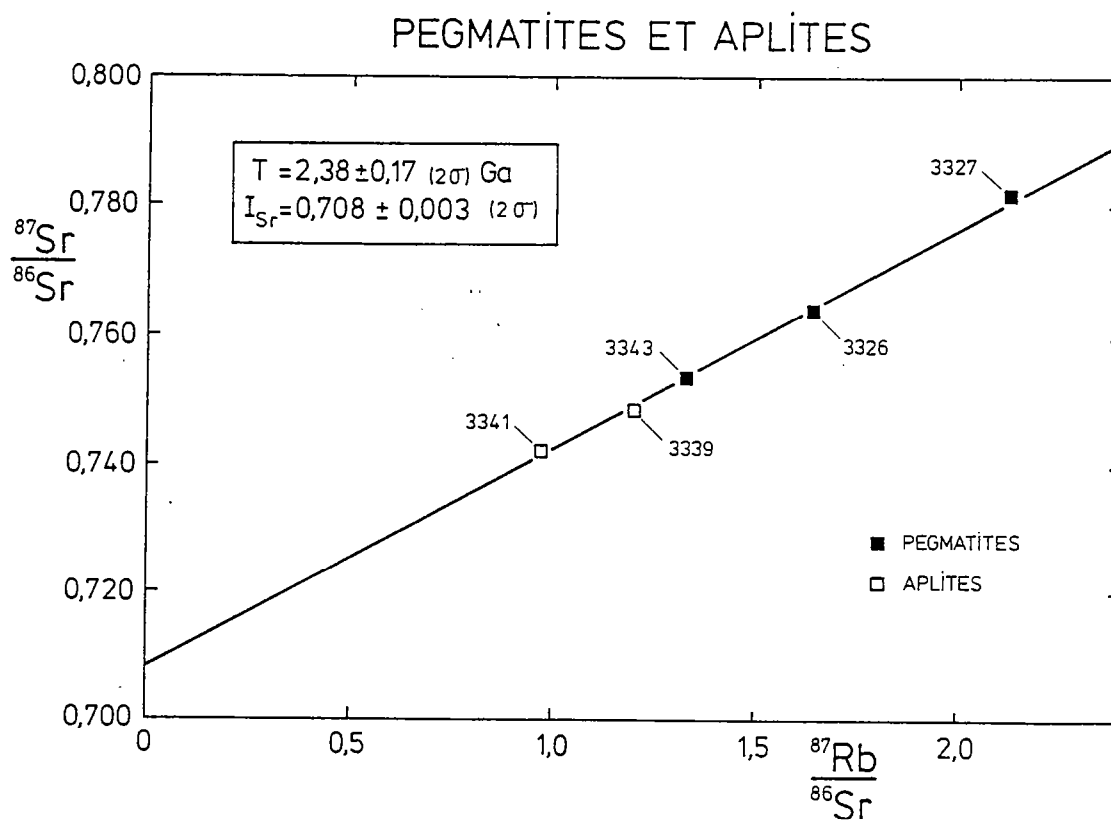


Figure 37 : Diagramme isochrone Rb-Sr sur roches totales pour les pegmatites et aplites associées aux leucogranites d'Arola.  
pegmatites  
aplitites

(5 échantillons) Age =  $2,38 \pm 0,17 (2\sigma)$  Ga IDP = 3,38

$$I_{Sr} = 0,708 \pm 0,03 (2\sigma)$$

Le faible étalement des rapports Rb/Sr explique l'incertitude importante sur l'âge. Ce dernier est cependant semblable à celui obtenu sur les leucogranites de type Arola.

Ces résultats confirment les observations pétrographiques ayant trait aux leucogranites de type Arola: les massifs leucogranitiques sont accompagnés de roches satellites, en l'occurrence pegmatites et aplites; phénomène classique pour ce type de plutonisme.

Au même titre que pour les granodiorites, l'âge de 2,4 Ga est attribué à la mise en place des massifs leucogranitiques.

D'un point de vue général, la différence entre l'âge des leucogranites et celui des granodiorites de type Arola est significative. Elle permet d'affirmer l'existence de deux épisodes magmatiques distincts, l'un à 2,5 Ga l'autre à 2,4 Ga. Ces conclusions sont parfaitement compatibles avec la chronologie établie précédemment à partir des critères de terrain. Une période d'environ 100 Ma sépare donc la mise en place des leucogranites de celle des granodiorites.

## II - DATATIONS SUR MINERAUX

Elles se répartissent en deux groupes :

Les datations Rb-Sr sur biotite

Les datations U-Pb sur zircon

### A - AGES SUR BIOTITE

Vidal et al. (1980) ont déterminé des âges Rb/Sr à partir de couples biotite-roche totale. Les mesures ont porté sur des roches granitoïdes, principalement des granodiorites et un leucogranite de type Arola (2798, 2802, 3336, 3331). Les résultats, très constants, donnent des âges de 1,7 à 1,8 Ga.

Toujours par cette méthode, Martin (1985), Peucat et Martin (1985) donnent des âges compris entre 1,7 et 1,75 Ga pour les deux générations de gneiss (types Kivijärvi et Naavala), de 1,7 Ga pour les granodiorites de Suomussalmi.

Cet âge que l'on retrouve de façon systématique traduit l'empreinte du métamorphisme svécocarélien; épisode durant lequel les biotites se sont comportées en système ouvert (Rb/Sr). Ce métamorphisme a affecté l'ensemble des formations archéennes du Kainuu et correspond à l'événement thermique acinématique mis en évidence par l'étude pétrographique (fines recristallisations en texture granoblastique polygonale).

Cet épisode métamorphique est donc d'âge protérozoïque inférieur; il affecte en effet les filons caréliens de diabase (2,1 Ga; Hyppönen, 1983).

## B - AGES SUR ZIRCON

Le socle du Kainuu a fait l'objet d'une étude systématique par la méthode U-Pb sur zircon (Geologinen Tutkimuslaitos, 1964-1978; Kouvo et Tilton, 1966; Hyppönen, 1983).

Une étude géochronologique détaillée ainsi qu'une synthèse qui intègre l'ensemble de ces données (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb commun, U-Pb) sont présentées par Martin (1985).

En ce qui concerne le magmatisme tardi-ceinture de roches vertes, les âges U-Pb sur zircon obtenus sur les granodiorites à phénocristaux sont de 2,7 Ga; pour le leucogranite d'Arola l'âge est de 2,6 Ga (Hyppönen, 1983).

Si l'on compare ces résultats avec ceux obtenus par la méthode Rb/Sr sur roches totales, ils ne semblent apparemment pas cohérents sauf l'écart de 100 Ma.

L'étude pétrographique des granitoïdes de type Arola montre que dans ces roches, les cristaux de zircon possèdent des coeurs hérités autour desquels se sont développées de fines auréoles néoformées. Les mêmes observations ont été faites par Bibikova et Tugarinov (1975) dans des roches équivalentes du craton archéen de Carélie soviétique. Ces auteurs considèrent que les âges mesurés sur les zircons (granodiorites de Carélie soviétique) sont plus anciens que l'âge de mise en place des roches. La même interprétation peut être faite quant aux granitoïdes de type Arola.

Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux des granitoïdes de type Arola qui sont moyens à élevés (0,703-0,708), laissent présumer pour ces roches une origine par recyclage de la croûte sialique. Comme je le montrerai, il s'agit en l'occurrence des gneiss de Kivijärvi. Les cristaux de zircon se composent donc d'une partie ancienne héritée (2,86 Ga) et d'une partie néoformée (2,5 Ga ou 2,4 Ga). Les mesures isotopiques faites sur ce minéral doivent aboutir à des âges intermédiaires entre celui des roches parentes (les gneiss) et l'âge effectif de cristallisation du ou des magmas fils. C'est ce qui est observé pour les granodiorites et leucogranites de type Arola (Tab.21).

De plus, on remarquera que l'écart d'âge de 100 Ma entre granodiorites et leucogranites de type Arola est conservé d'une méthode (Rb/Sr) à l'autre (U-Pb).

	AGE DE CRISTALLISATION (Rb-Sr sur R.T.)	AGE U-Pb SUR ZIRCON	AGE DES ROCHES PARENTES (Rb-Sr sur R.T.)
GRANODIORITES	2,5 Ga	2,7 Ga	2,86 Ga
LEUCOGRANITES	2,4 Ga	2,6 Ga	2,86 Ga

Tableau 21 : Comparaison des âges Rb-Sr (Roches totales) et U-Pb sur zircon pour les granitoïdes de type Arola et leurs roches parentes (gneiss de Kivijärvi, âge d'après Martin et al., 1983a)

Les âges sur zircon ne sont donc pas contradictoires avec les autres datations radiométriques mais attestent pour les granitoïdes de type Arola de leur origine palingénétique.

Ces conclusions sont corroborées par une autre série de mesures isotopiques. Des datations U-Pb sur zircon ont été faites d'une part sur des néosomes de migmatites (gneiss anciens), d'autre part sur des galets granodioritiques d'un conglomérat carélien visible dans la ceinture de Kuhmo (Protérozoïque inférieur; cf.Tab.1). Les âges obtenus se groupent tous autour de 2,5 Ga (Geologinen Tutkimuslaitos, 1978).

Considéré comme groupe d'âge problématique par Taipale et al. (1980), il est en parfait accord avec les résultats précédents:

- il atteste de l'existence d'une période magmatique qui s'est développée à 2,5Ga (plutonisme granodioritique de type Arola);
- un âge identique des néosomes de migmatites appuie l'hypothèse suivant laquelle les granodiorites proviennent de la remobilisation crustale. La migmatisation des gneiss anciens et la genèse des granodiorites sont donc synchrones.

## RESUME ET DISCUSSION

Deux formations plutoniques dont la mise en place est postérieure à celle des ceintures de roches vertes ont été mises en évidence au sein du craton archéen de Finlande orientale:

- les granodiorites de type Arola,
- les leucogranites de type Arola.

Les principaux caractères de ces deux formations sont présentés dans le tableau

GRANODIORITES DE TYPE AROLA	LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Age de mise en place : 2,5Ga</li> <li>- Massifs importants (&gt;300km<sup>2</sup>) (I)</li> <li>- Volcanisme associé (Luoma) (I)</li> <li>- Répartition : surtout le long des ceintures ou dans le prolongement de leur axe</li> <li>- Mise en place syntectonique, durant la phase majeure de déformation des ceintures (F2)</li> <li>- Métamorphisme général synchrone dans le socle gneissique et les ceintures de roches vertes</li> <li>- Roches ocellées (phénocristaux de KF) d'aspect gneissique</li> <li>- Association de roches à composition variable : Trondhjemitites - Granodiorites - Granites (60%SiO<sub>2</sub>&lt;76%) (I)</li> <li>- Affinité calco-alcaline (contexte de subduction ?) (I)</li> <li>- Zonation pétrographique et géochimique (calcitisation, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>*/MgO etc)</li> <li>- Présence occasionnelle de hornblende (I)</li> <li>- Muscovite absente à très peu abondante même dans les roches les plus acides (I)</li> <li>- Cortège filonien peu développé (granites gris)</li> <li>- Enclaves gneissiques et amphibolitiques communes (I)</li> <li>- Rapport initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr moyen à élevé (0,703-0,705) (I)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Age de mise en place : 2,4Ga</li> <li>- Petits massifs (&lt;30km<sup>2</sup>) (S)</li> <li>- Pas de volcanisme associé (S)</li> <li>- Massifs répartis dans l'ensemble du domaine granito-gneissique</li> <li>- Pas d'événement tectonique majeur associé</li> <li>- Aucun métamorphisme contemporain mis en évidence</li> <li>- Roches grenues à structure équante</li> <li>- Ensemble très homogène : Granites holo-leucocrates (73%SiO<sub>2</sub>&lt;77%) (S)</li> <li>- Affinité avec les leucogranites formés dans un contexte de collision (S)</li> <li>- Pas de zonation</li> <li>- Hornblende absente (S)</li> <li>- Granite à deux micas à muscovite dominante (S)</li> <li>- Cortège filonien très développé (pegmatites et aplites).</li> <li>- Pas d'enclave sauf exception (quartzite) (S)</li> <li>- Rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr initial élevé (0,708) (S)</li> </ul>

Tableau 22 : Les principaux caractères des granitoïdes post-ceinture de roches vertes de Finlande orientale : les granodiorites et les leucogranites de type Arola (I et S : caractères symptomatiques des granitoïdes de type I ou S d'après Chapell et White, 1974).

Dans ce tableau, les lettres I et S font références à la classification proposée par Chappel et White (1974). Cette classification, affinée ou remodelée au cours d'études plus modernes (e.g. White et Chappel, 1977; Ishiara, 1977; MacCulloch et Chappel, 1982; Didier et al., 1982), permet de distinguer selon leur origine, deux grands types de granitoïdes: ceux d'origine sédimentaire (type S) et ceux d'origine ignée (type I).

A partir des critères de classification (cf. Tab.22), l'ensemble granodioritique montre des affinités avec les granitoïdes de type I; les leucogranites, des convergences avec les granitoïdes de type S. Cependant, si l'on se réfère à des caractères purement chimiques, cette distinction n'est plus aussi évidente.

Exemple du rapport moléculaire  $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$  (A/CNK)

$A/CNK < 1,1 \rightarrow$  type I

$A/CNK > 1,1 \rightarrow$  type S

$\bar{X}$  granodiorites  $A/CNK = 1,04$

$\bar{X}$  leucogranites  $A/CNK = 1,07$

n.b.: Une partie des granodiorites (groupe C) n'a pas été prise en compte dans le calcul de la moyenne. La présence de calcite dans les roches entraîne une diminution notable de la valeur du rapport qui n'est alors pas significative (valeur moyenne: 0,91).

Les granodiorites et les leucogranites de type Arola ont des rapports A/CNK très voisins. Ils se situent donc dans le domaine des granitoïdes de type I. Cependant, les rapports moyens sont très proches de la valeur limite entre les types I et S.

Il faut noter toutefois que cette classification est basée sur l'étude de granitoïdes relativement récents (hercyniens) comparés aux granitoïdes de type Arola d'âge archéen. Ici se pose le problème de la validité d'une telle classification pour les formations archéennes.

L'étude pétrogénétique qui suit, montre que les deux ensembles granitoïdes de Finlande orientale sont issus d'un processus de fusion crustale et plus précisément de roches orthodérivées. Cette analogie ne semble pas en accord avec les conclusions tirées des caractères généraux I et S (Tab.22).

Quoi qu'il en soit, les deux formations tardives mises en évidence peuvent être replacées dans le schéma général (Tab.23) permettant ainsi de préciser plus en détail l'évolution du socle oriental de la Finlande.

	LITHOLOGIE	DEFORMATION	METAMORPHISME
PROTEROZOIQUE INFÉRIEUR			Métamorphisme Svécocarélien (1,7 Ga)
		F <sub>3</sub>	
	Mise en place des dykes de diabase (2,1 Ga)		
A R C H E N	Mise en place des leucogranites de type Arola (2,4 Ga)		
	Mise en place des Granodiorites de type Arola et des volcanites de Luoma (2,5 Ga)	F <sub>2</sub>	Métamorphisme Général (Socle gneissique et ceinture)
		F <sub>1</sub>	
	Mise en place des ceintures de roches vertes (2,65 Ga)		

Tableau 23 : Les granitoïdes de type Arola replacés dans l'évolution du socle de Finlande orientale.





TROISIEME  
PARTIE

ORIGINE ET EVOLUTION  
DES MAGMAS CALCO-ALCALINS  
DE FINLANDE ORIENTALE



## CHAPITRE I

### LE PLUTONISME GRANODIORITIQUE (TYPE AROLA)

#### I - LA CONTAMINATION

Deux groupes de roches, notés A et C, ont été reconnus dans les granodiorites de type Arola. Les roches du groupe C affleurent à proximité des ceintures de roches vertes et contiennent de la calcite; ce minéral est absent dans celles du groupe A, plus éloignées des ceintures.

De plus, les deux groupes de roches définissent deux lignées évolutives distinctes dans le triangle AFM et les diagrammes de Miyashiro (Fig.13 et 14), différence que ne peut pas expliquer la calcitisation.

#### A - CARACTERISATION A L'AIDE DES ELEMENTS MAJEURS

##### 1 - La Calcitisation

Elle a été mise en évidence dans l'étude pétrographique qui précède. La calcite représente dans les roches du groupe C, moins de 3% de leur volume (mode). La calcitisation doit entraîner des variations de l'abondance en CaO et des pourcentages en perte au feu. C'est ce que l'on peut observer dans le diagramme  $(PF)=f(CaO)$  (Fig.38).

Les points représentatifs des granodiorites du groupe A et des granites gris définissent une droite d'évolution à faible pente (PF env.0,5%). Quant aux granodiorites du groupe C, leurs points se situent en position intermédiaire entre cette droite et le point figuratif de la calcite, traduisant la présence de ce minéral en quantités variables.

L'effet de la calcitisation ressort particulièrement bien dans les compositions normatives des diverses roches. Dans les granodiorites du groupe A et les granites gris,

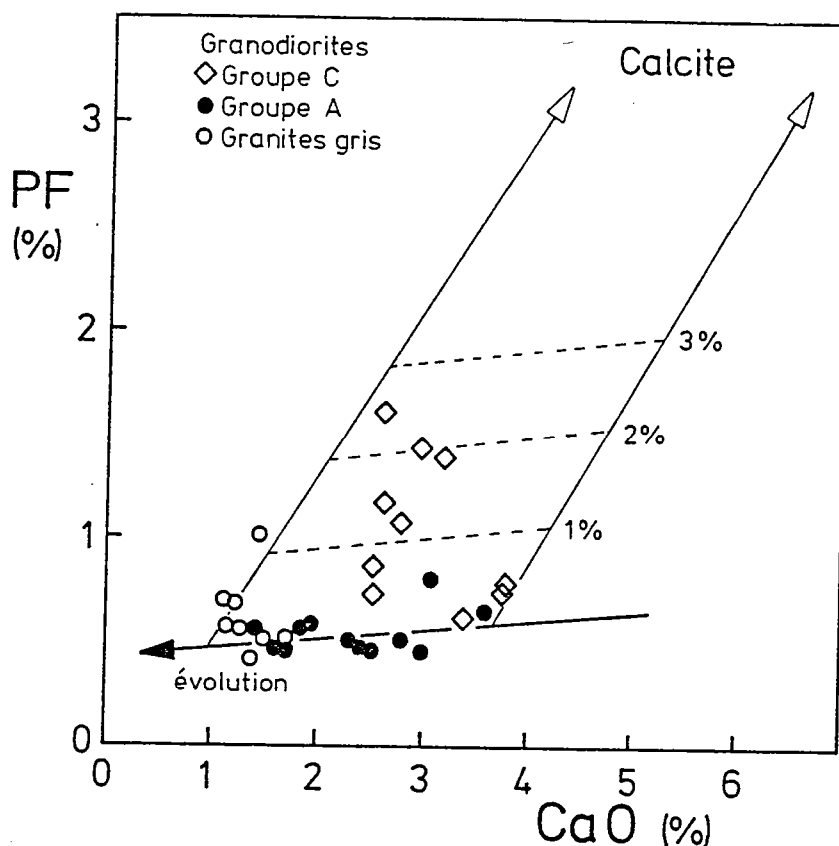


Figure 38 : Influence de la calcitisation sur les granodiorites de type Arola (Groupe C) dans le diagramme  $(PF) = f(CaO)$ .

tout le calcium est utilisé pour la formation d'apatite et d'anorthite. Dans les roches du groupe C et d'une manière générale, du diopside apparaît à la norme en plus des deux minéraux précédents. L'excès de CaO dû dans ce cas à la présence de la calcite, entre dans la constitution de ce minéral.

## 2 - L'assimilation

Outre la présence ou non de calcite dans les roches, d'autres facteurs permettent de différencier les deux groupes de granodiorites: les roches du groupe C se trouvent à proximité des ceintures et contiennent des enclaves amphibolitiques, contrairement à celles du groupe A plus éloignées et ne contenant jamais ce type d'enclave.

Il semble donc que l'existence des deux groupes de granodiorites soit liée à un phénomène de contamination par des roches appartenant aux ceintures de roches vertes.

Deux séries de roches composent le cycle volcanique des ceintures: les séries komatiitique et tholéitique.

A priori, les sédiments sont éliminés car on ne voit pas quel type serait susceptible de faire varier le rapport ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{MgO}$ ) dans les granodiorites.

Afin de préciser la nature du contaminant, les diverses roches sont reportées dans un diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-\text{MgO}-\text{TiO}_2 \times 10$  (Fig.39).

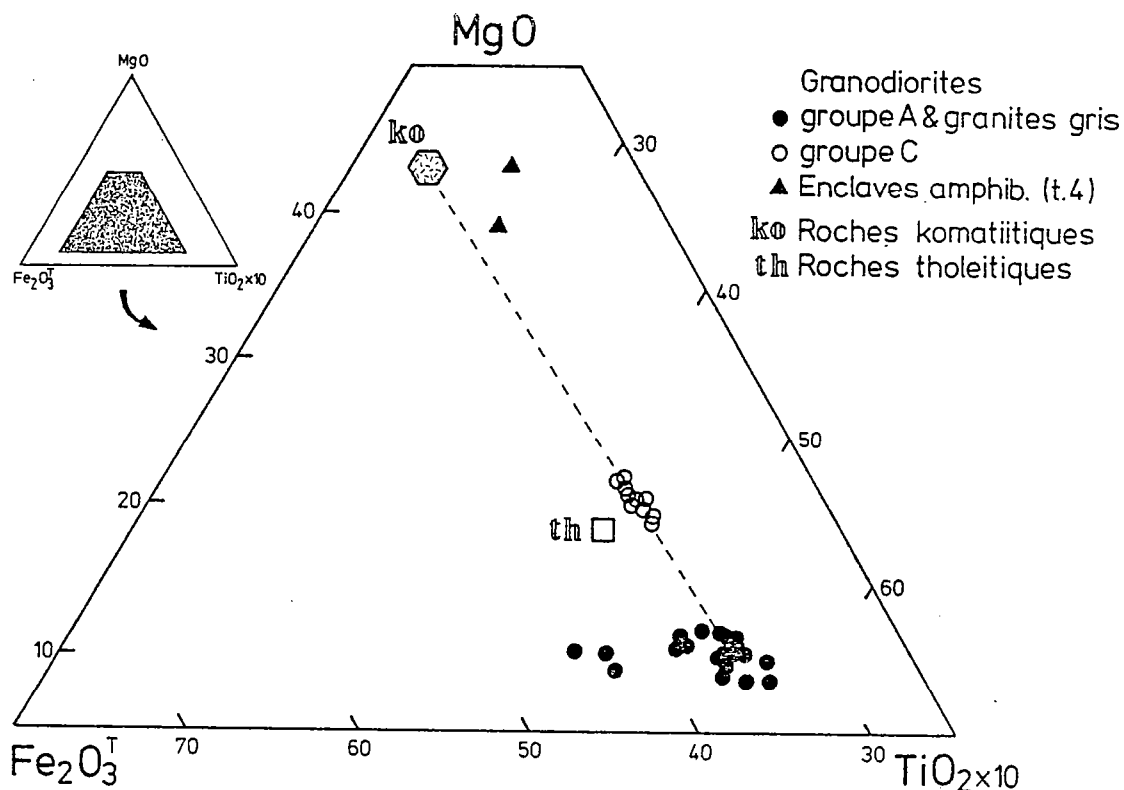


Figure 39 : Mise en évidence de la contamination des granodiorites de type Arola par les roches komatiitiques des ceintures de roches vertes (moyennes des tholeites et des komatiites d'après Jahn et al., 1980).  
n.b. : ce type de diagramme triangulaire permet d'annihiler la calcitisation, ceci quelque soit son importance.

Les points représentatifs des granodiorites du groupe C se situent en position intermédiaire entre ceux du groupe A et la moyenne des roches komatiitiques. De plus, ils s'alignent parfaitement sur la droite joignant les deux domaines, corrélation qui n'existe pas pour les roches du groupe A et les granites gris. Les roches tholeitiques ne peuvent pas quant à elles, induire par contamination de telles variations géochimiques. On remarquera aussi que les enclaves amphibolitiques arrondies (type 4 trouvées dans les granodiorites du groupe C) sont dans ce diagramme, proches des roches komatiitiques.

Tous ces caractères montrent qu'à l'origine, il n'existait qu'un seul magma granodioritique qui a pu être affecté par un phénomène de contamination par des roches komatiitiques (groupe C) ou non (groupe A).

La contamination ayant été démontrée, deux points restent à préciser:

- peut-on quantifier le degré de contamination ?
- A quel moment est-elle intervenue (assimilation et calcitisation)?

En ce qui concerne l'assimilation, le diagramme  $(\text{TiO}_2)=f(\text{MgO})$  permet de répondre à ces questions (Fig.40).

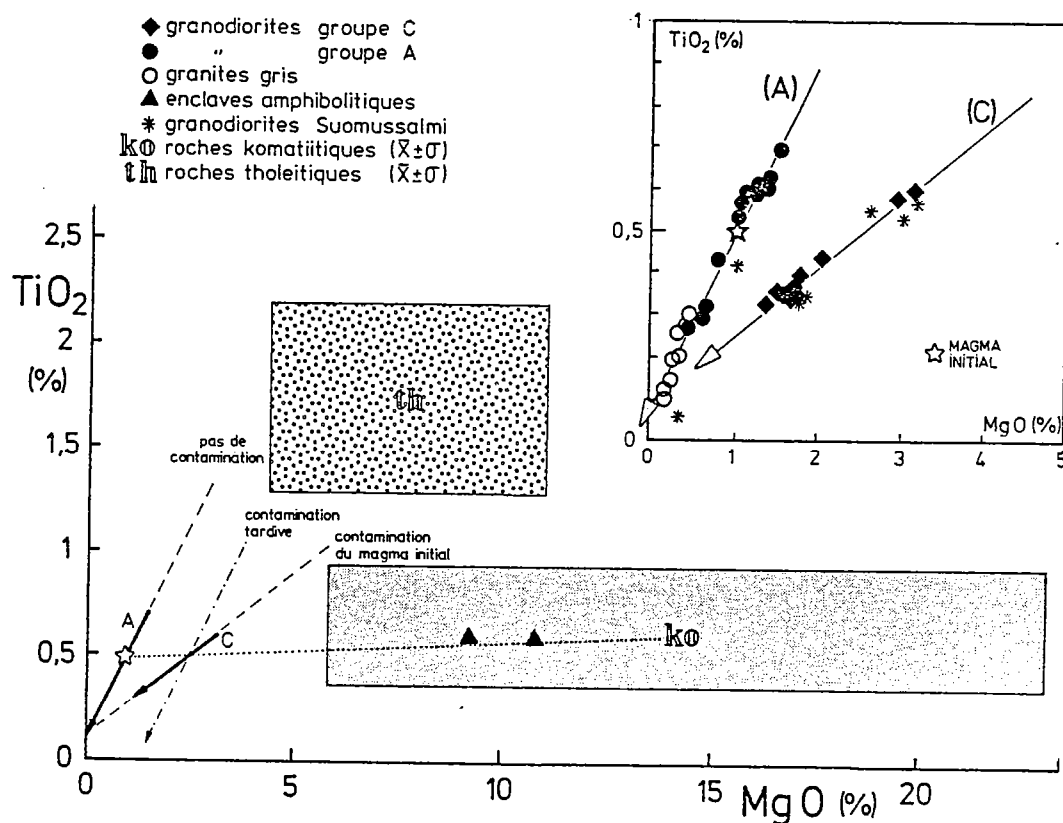


Figure 40 : Diagramme  $(\text{TiO}_2) = f(\text{MgO})$  permettant de préciser le degré et le moment de la contamination du magma granodioritique (type Arola) par les roches de la série komatiitique.

La contamination par les roches komatiitiques se retrouve. Les points représentatifs des granodiorites se placent sur deux droites de corrélation négative. Il existe donc deux lignées différentes A et C, dont les sources sont chimiquement différentes. De plus, le fait que les deux droites d'évolution ne soient pas parallèles montre que la contamination a été précoce, antérieure à la différenciation du magma C qui est contaminé.

Il est alors possible d'estimer la participation des roches komatiitiques dans la formation du magma C. Dans ce diagramme, la composition du magma initial A (non contaminé) qui est évaluée par la suite, a été représentée. Le taux de participation de roches komatiitiques déterminé par interpolation linéaire, est d'environ 12%.

La composition chimique recalculée à partir d'un mélange constitué de 88% de magma A et de 12% de roches komatiitiques est proche de la composition moyenne des granodiorites du groupe C (Tab.24). Certaines différences existent entre les deux compositions. Cependant, les roches de la série komatiitique couvrent une très large gamme de composition. Le taux de 12% représente donc une approximation du degré de contamination; valeur retenue à titre indicatif.

	MAGMA INITIAL NON CONTAMINE (A)	MOYENNE DES ROCHES KOMATIITIQUES (K) **	MAGMA CONTAMINE 88% A + 12% K	COMPOSITION REELLE DES GRANODIORITES DU Gr. C (moyenne)
SiO <sub>2</sub>	69,08	43,73	66,40	66,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	11,21	14,86	15,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,22	12,44	4,33	3,40
MnO	0,06	0,20	0,08	0,06
MgO	0,98	14,39	2,59	1,96
CaO	2,27	9,04	3,08	3,05
Na <sub>2</sub> O	4,26	1,23	3,90	4,86
K <sub>2</sub> O	3,52	0,16	3,12	3,05
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,64	0,50	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,08	0,16	0,16
P.F.	0,56	3,82	0,95	1,05
Total	99,96	99,94	99,97	99,73

Tableau 24 : Comparaison des compositions chimiques (éléments majeurs) des granodioritiques initial + 12% de roches komatiitiques granodiorites d'un groupe C et d'un mélange 88% magma.

\* fer total sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

\*\* moyenne de 27 échantillons (d'après Jahn et al., 1980).

On notera que certains granites gris peuvent représenter des termes très différenciés de l'une ou l'autre série; ils se situent en effet dans la zone de convergence des deux lignées A et C (Fig.40; voir aussi A.F.M., Fig.13). Les enclaves amphibolitiques se placent bien entre la moyenne des roches komatiitiques et les granodiorites. Elles peuvent donc bien représenter des xénolithes en voie d'assimilation.

A propos de la contamination, un fait surprenant est observé dans les diagrammes de Miyashiro (1975) (Fig.14):

. A l'origine, le magma est calco-alcalin intermédiaire (2b), la contamination par des roches basiques augmente le caractère calco-alcalin (2).

En fait, dans un diagramme de la forme  $(X)=f(Y/Z)$ , un mélange entre deux magmas est symbolisé non pas par une droite mais par une courbe. La figure 41 ( $\text{SiO}_2 = f(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ ) montre que la courbe de mélange granodiorites-komatiites passe dans le domaine des séries calco-alcalines (s.s.) et ceci très rapidement: 10% de roches komatiitiques suffisent à faire baisser le rapport  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  des granodiorites de 3,3 à 1,7, sans grande variation de  $\text{SiO}_2$ . Cette courbe figure effectivement dans le domaine de composition des roches du groupe C.

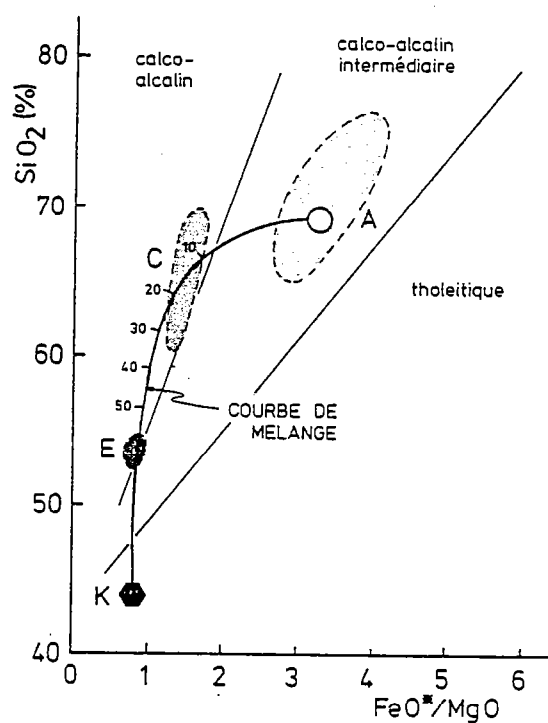


Figure 41 : Courbe de mélange granodiorites-komatiites dans le diagramme  $(\text{SiO}_2) = f(\text{FeO}^*/\text{MgO})$  (Miyashiro, 1975).

Quant à la calcitisation, son degré a déjà été évalué par analyse modale ( $V_{\text{Cc}} < 3\%$ ). Divers caractères liés à ce phénomène permettent de la situer dans le temps:

- les leucogranites de type Arola ne sont jamais affectés par la calcitisation, même quand ils sont intrusifs dans les granodiorites du groupe C (calcitisées). Elle est donc antérieure à 2,4Ga, âge des leucogranites.



- la calcite se trouve en cristaux isolés et disséminés dans les roches granodioritiques. De plus, ces cristaux peuvent être inclus dans certains minéraux primaires (plagioclase, phénocristaux de feldspath potassique). Ces caractères tendent à montrer que la calcite s'est formée durant la cristallisation des granodiorites.

- les enclaves amphibolitiques arrondies (type 4) ne contiennent pas de cristaux de calcite alors que les passées granodioritiques qui les traversent en renferment. Une calcitisation tardive aurait affecté non seulement les granodiorites mais aussi les enclaves.

- la calcitisation est toujours associée à la contamination des granodiorites par les roches komatiitiques, phénomène qui nous l'avons vu, est précoce.

Tous ces caractères convergent vers l'hypothèse suivant laquelle la calcitisation est contemporaine de la cristallisation du magma granodioritique.

La mise en place des granodiorites est synchrone du métamorphisme général des ceintures et du socle gneissique. D'autre part, les granodiorites calcitisées se trouvent à proximité des ceintures, ce qui implique un lien génétique. Piquet (1982) montre l'importance que joue la phase fluide durant ce métamorphisme accompagné, dans les roches ultrabasiques en particulier, de réactions de décarbonatation. Les masses granodioritiques en cours de cristallisation et proches des ceintures auraient donc été enrichies en carbonates provenant des ceintures de roches vertes.

## B - ELEMENTS EN TRACES ET CONTAMINATION

Si la répartition en deux groupes de granodiorites s'explique par un phénomène de contamination, ce phénomène doit se répercuter sur les compositions en éléments-traces des diverses roches.

### 1 - Elements de transition et Rubidium (Fig.42a,b,c)

Dans ces diagrammes, les points des deux groupes de granodiorites se placent dans des domaines de composition distincts (a et b) ou se recouvrant partiellement (c). Les roches du groupe C sont plus riches en Ni, Cr, Co, V et appauvries en Rb et Zr par rapport aux granodiorites du groupe A.

Dans tous les cas, les roches du groupe C figurent en position intermédiaire entre les granodiorites du groupe A et les roches komatiitiques traduisant ainsi la contamination. Le graphe  $(Cr)=f(Ni)$  (Fig.42a) est particulièrement démonstratif; les teneurs en ces deux éléments dans les granodiorites gr.A et les roches komatiitiques sont en effet très contrastées. Dans le groupe C se dessine une corrélation Ni-Cr (comme dans les roches komatiitiques) alors qu'elle n'existe absolument pas dans le groupe A.

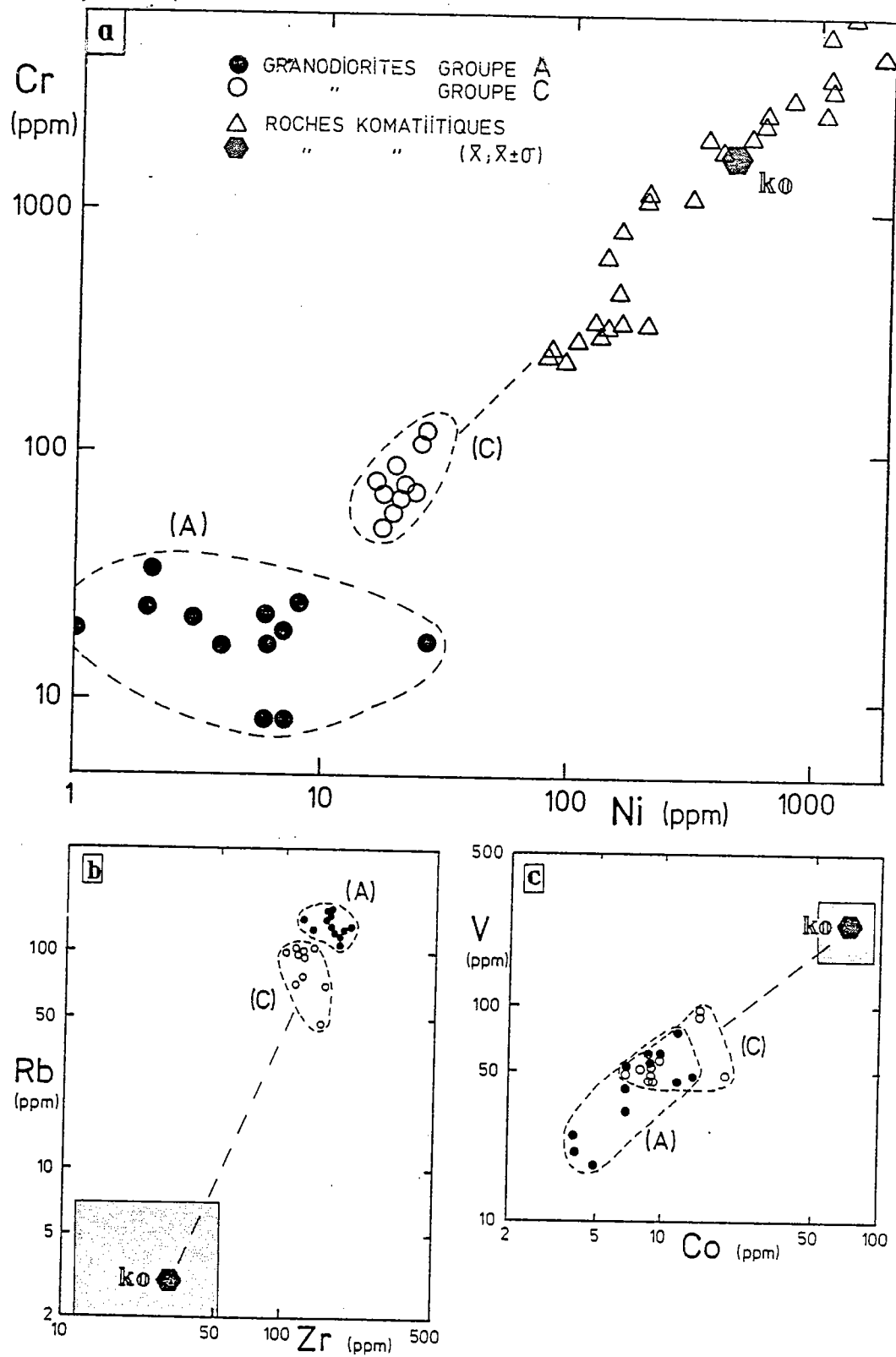


Figure 42 : Diagrammes (élément-traces) =  $f(\text{élément-traces})$  montrant la contamination du groupe C des granodiorites (type Arola) par des roches de la série komatiitique (ceintures de roches vertes).

Ces caractères impliquent un magma primaire pour les roches du groupe C avant contamination, du même type que celui du groupe A, ce qui confirme les conclusions précédentes (éléments majeurs).

## 2 - Les terres rares (Fig.43)

Si l'on reporte dans un diagramme  $(La)_N = f(Yb)_N$  les données analytiques dont nous disposons, concernant les granodiorites de type Arola (ce travail : Martin et al., 1983b), on remarque qu'une fois de plus, les deux groupes de roches A et C se distinguent l'un de l'autre. Les teneurs en lanthane sont plus faibles dans le groupe C, elles sont plus élevées en Yterbium que dans le groupe A. La contamination par des roches komatiitiques plus riches en Yb et très peu fractionnées en terres rares, peut expliquer ces variations.

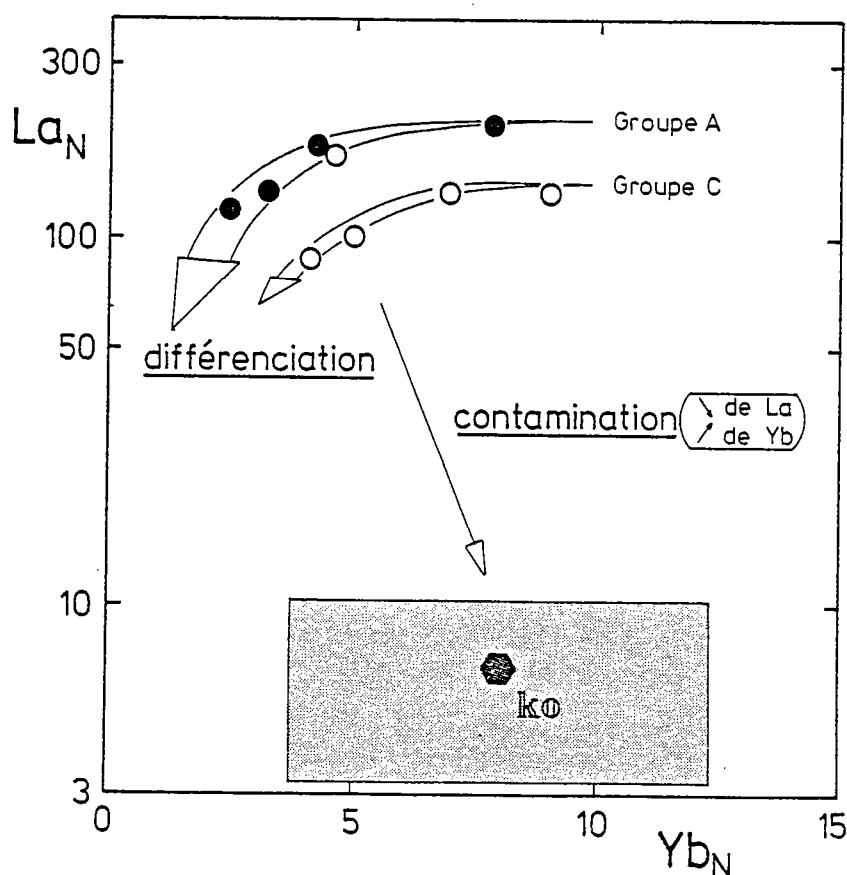


Figure 43 : Diagramme  $(La_N) = f(Yb_N)$  mettant en évidence le caractère contaminé des granodiorites de type Arola groupe C.

Les compositions en éléments-traces des granodiorites justifient de l'existence d'un phénomène de contamination des magmas granodioritiques par des roches komatiitiques provenant des ceintures.

Le fait que, postérieurement à l'assimilation, les deux magmas A et C qui sont donc chimiquement différents, évoluent suivant deux lignées distinctes, ne permet pas de contrôler le degré exact de contamination.

## C - ISOTOPES DU STRONTIUM ET CONTAMINATION

Au cours de l'étude géochronologique, nous avons vu que les deux groupes de granodiorites se distinguent par la valeur du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; il est supérieur à 0,702 pour les roches du groupe A, inférieur à 0,702 pour celles du groupe C.

Comme pour les autres éléments en traces, ces variations peuvent être dues à la contamination. Le strontium est un élément qui, par substitution avec le calcium, peut se concentrer dans la calcite. Il est donc nécessaire de tenir compte non seulement de la contamination par les roches ultra-basiques mais aussi de la calcitisation.

Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial des ceintures du Kainuu, estimé par Jahn et al. (1980), est de 0,7011-0,7017, avec des teneurs en strontium dans les roches komatiitiques, comprises entre 8 et 158ppm.

Pour la calcite, nous ne disposons pas de données sur ce minéral contenu dans les granodiorites. Toutefois, Brooks et al. (1969) ont étudié l'effet de la calcitisation sur les datations Rb-Sr de métavolcanites, roches appartenant à diverses ceintures de roches vertes archéennes (Ontario, Québec, Minnesota). Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenus sur la calcite en cristaux disséminés sont très constants et faibles:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,702$ . Cette valeur étant proche de celles des métavolcanites, les auteurs en concluent que la présence de cette calcite n'affecte pas les résultats obtenus par la méthode Rb-Sr.

Dans le cas de granodiorites de type Arola, il est très probable que la calcite provienne des ceintures de roches vertes. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans la calcite serait donc d'environ 0,701-0,702. Quant aux teneurs en strontium, elles peuvent être très variables.

Les granodiorites, groupes A et C confondus, possèdent un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial de 0,703. Une contamination que ce soit par les roches komatiitiques ou par calcitisation ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,701-0,702$ ) doit provoquer une baisse de la valeur de ce rapport. C'est ce que l'on observe effectivement dans la figure 44. Cependant les komatiites vont tendre à faire baisser les teneurs en strontium dans les roches contaminées. Or les granodiorites du groupe C sont plus riches en strontium que celles du groupe A. Il faut donc supposer qu'une partie du strontium contenu dans les roches du groupe C se trouve dans la calcite. Des teneurs de l'ordre de 1000ppm de Sr ou plus dans ce minéral suffisent à entraîner de telles variations.

Les compositions isotopiques des granodiorites au moment de leur mise en place et donc de la contamination, ont été calculées et replacées dans le diagramme isochrone (Fig.45).

La contamination par les komatiites et la calcite qui contiennent très peu de rubidium, se traduit par une baisse des rapports  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial est légèrement plus faible pour les roches contaminées. Ces variations ne modifient pratiquement pas la pente de la droite isochrone; les âges radiométriques sont peu différents pour les deux groupes de roches.

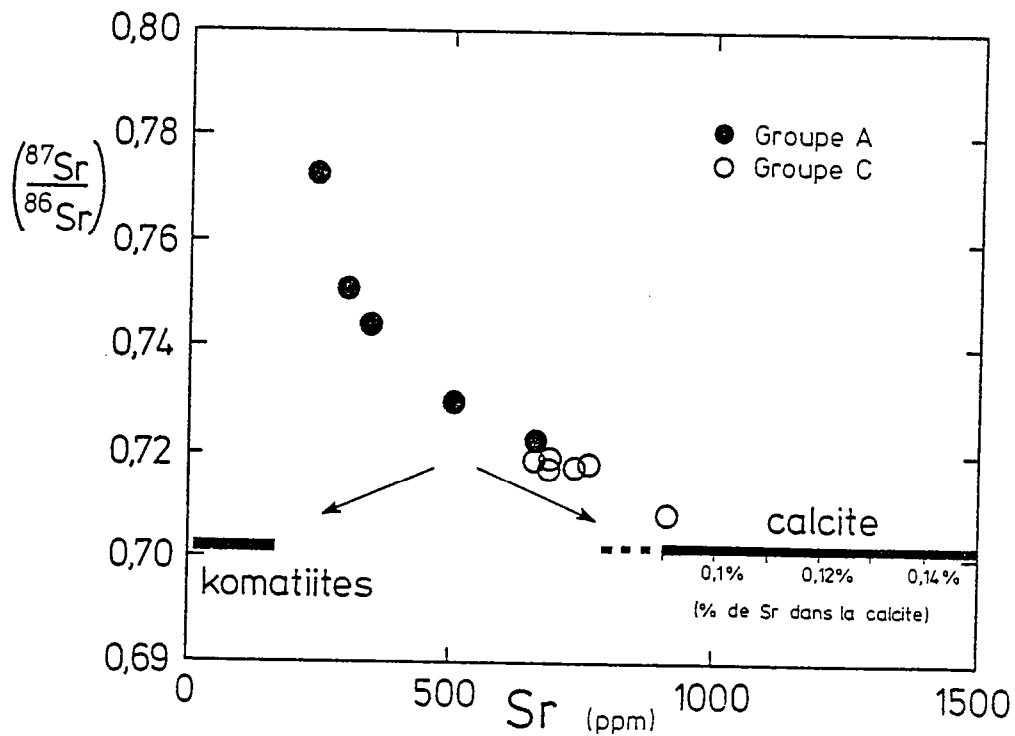


Figure 44 : Influence de la contamination par assimilation de roches komatiitiques et par calcitisation sur les compositions en strontium et isotopes du strontium des granodiorites d'Arola.

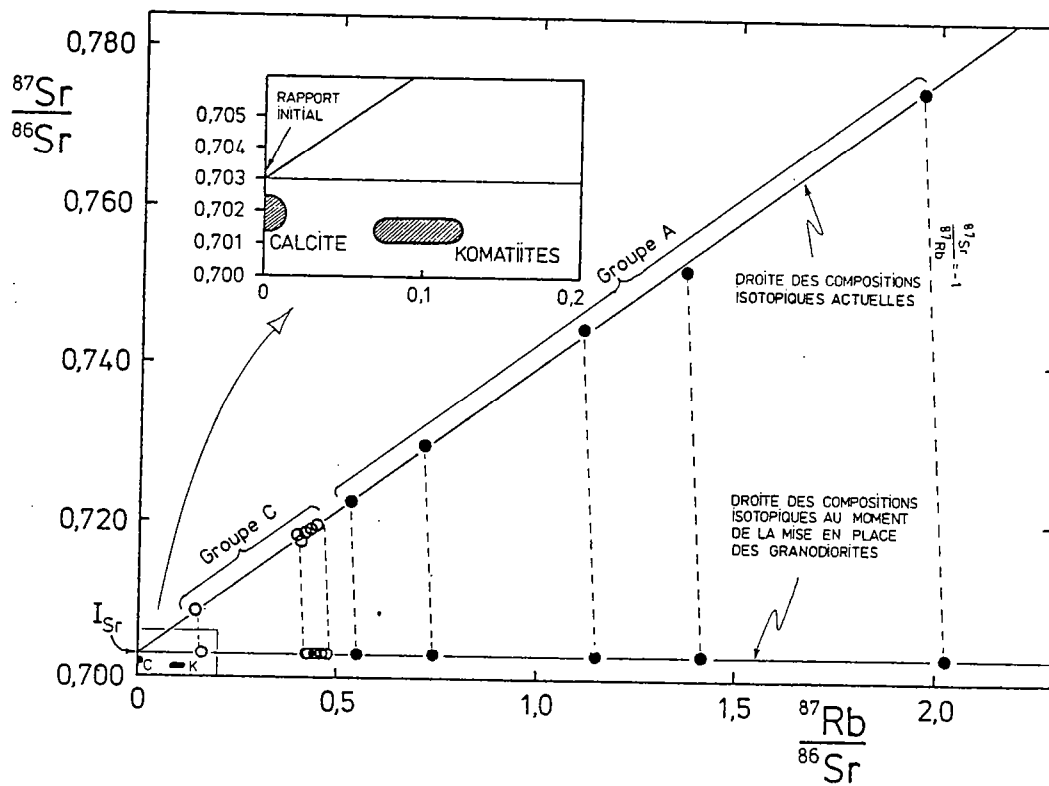


Figure 45 : Influence de la contamination des granodiorites sur l'âge Rb/Sr et le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial.

Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par étude géochronologique des granodiorites: les âges Rb-Sr des deux groupes de roches sont semblables aux domaines d'incertitude près: Groupe A:  $2,47 \pm 0,15 (2 \sigma) \text{ Ga}$ ; Groupe C:  $2,50 \pm 0,13 (2 \sigma) \text{ Ga}$ . Les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux sont voisins, et plus élevés dans le groupe A non contaminé: Groupe A:  $0,7037 \pm 0,0019 (2 \sigma)$ ; Groupe C:  $0,7030 \pm 0,0007 (2 \sigma)$ .

Si l'étude géochimique des deux groupes de granodiorites montre nettement l'existence d'une contamination par des roches des ceintures, il subsiste cependant le problème de la physique du mélange. En effet, l'assimilation de roches granitiques par des magmas basiques peut être un phénomène relativement fréquent; il n'en est pas de même pour la contamination d'un magma granodioritique par des roches ultra-basiques. La température de fusion de ces dernières est beaucoup plus élevée que la température du magma. Une explication de ce phénomène pourrait être la dilacération totale des xénolithes, incorporés alors dans le liquide magmatique.

## II - ORIGINE DU MAGMA GRANODIORITIQUE - CONTRAINTES ISOTOPIQUES

Parmi toutes les données géochimiques, les valeurs des rapports isotopiques du strontium sont déterminantes par leurs implications pétrogénétiques: origine crustale ou mantellique, contamination des roches magmatiques.

Les grands ensembles lithologiques qui constituent le socle du Kainuu à 2,5 Ga sont placés dans un diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fonction du temps (Fig.46). Les droites issues des points représentatifs de chaque ensemble matérialisent les évolutions des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  au cours des temps. Les droites d'évolution isotopique du manteau sont également portées dans ce graphe: 0,699 à 4,6 Ga (Papanastassiou et Wasseburg, 1969); 0,7045 pour l'Actuel (De Paolo et Wasserburg, 1976).

Nous disposons de données isotopiques concernant trois témoins du magmatisme calco-alcalin :

-- le massif granodioritique d'Arola-Hiisijärvi :

$T = 2,50 \text{ Ga}$  ;  $I_{\text{Sr}} = 0,7030$  (Martin et Querré, 1984).

-- le massif granodioritique de Suomussalmi :

$T = 2,51 \text{ Ga}$  ;  $I_{\text{Sr}} = 0,7049$  (Martin et al., 1983a).

-- les volcanites de Luoma qui, nous le verrons, sont associées aux plutonites:

$T = 2,50 \text{ Ga}$  ;  $I_{\text{Sr}} = 0,7050$  (Martin et Querré, 1984).

La source de ces magmatites peut être: le manteau, les ceintures de roches vertes, les sédiments ou la croûte continentale.

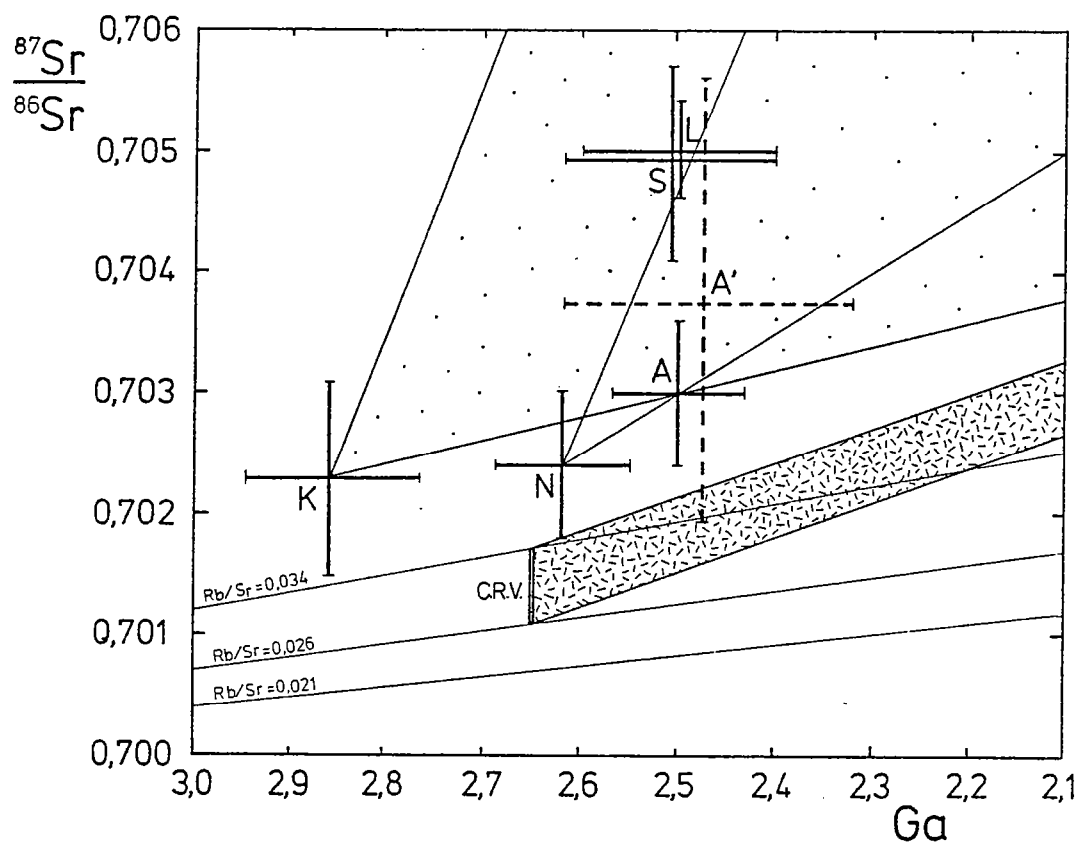


Figure 46 : Diagramme ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) = f(T) montrant les évolutions de composition du manteau et des différentes roches magmatiques composant le socle archéen de Finlande orientale à 2,5 Ga (M : manteau ; C.R.V. : ceintures de roches vertes ; K : gneiss de Kivijärvi ; N : gneiss de Naavala ; A : granodiorites d'Arola-Hiisijärvi (Groupe A et C) ; A' : granodiorites d'Arola-Hiisijärvi non contaminées (groupe A) ; S : granodiorites de Suomussalmi ; L : volcanites de Luoma).

#### A - RÔLE DU MANTEAU

Les valeurs des rapports initiaux  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des granodiorites et volcanites sont beaucoup trop élevées (0,703-0,705) pour qu'on puisse expliquer la genèse de ces roches par fusion directe du manteau. En effet, celui-ci possède à 2,5Ga, un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  d'environ 0,7008-0,7019, valeurs nettement plus basses que les rapports initiaux des ensembles étudiés.

#### B - RÔLE DES CEINTURES DE ROCHES VERTES

Elles restent le témoin d'un proto-océan (Blais et al., 1977). Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial des ceintures est estimé à 0,7011-0,7017 (Jahn et al., 1980). Le rapport Rb/Sr moyen pour les roches des ceintures, séries tholéitique et komatiitique confondues, est de 0,07. La fusion partielle de ce type de matériel à 2,5Ga ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,702$ ) ne

peut pas produire de magma ayant un rapport initial de 0,705. Par contre, l'assimilation de ce type de roche par les magmas calco-alcalins a pu avoir pour effet de baisser le rapport initial de ces derniers. Ceci est visible en particulier pour les granodiorites d'Arola-Hiisijärvi:  $I_{Sr}=0,7037$  pour les roches non contaminées (point A', Fig.46), 0,7030 pour celles qui le sont.

### C - ROLE DES SEDIMENTS

Nous ne disposons pas de données isotopiques concernant cet ensemble lithologique. Cependant, des arguments de terrain permettent de rejeter l'hypothèse d'une origine par fusion des sédiments pour le magmatisme calco-alcalin. Dans le Kainuu, les roches sédimentaires strictement limitées aux ceintures, constituent un ensemble très peu volumineux comparé aux autres ensembles, en particulier à celui des granodiorites d'Arola et des volcanites de Luoma. De plus, les sédiments ou bien ne sont pas migmatisés, ou bien lorsqu'ils le sont, la migmatisation ne dépasse pas la métatexie.

### D - ROLE DE LA CROUTE CONTINENTALE

Elle est constituée des vieux gneiss gris dans lesquels deux grandes générations ont été définies (Martin et al., 1983a): les gneiss de Kivijärvi, les plus anciens et les gneiss de Naavala.

La figure 46 montre que les gneiss de Naavala peuvent difficilement produire par recyclage, des magmas dont le rapport initial est de 0,705 à 2,5Ga. Par contre, les gneiss de Kivijärvi par suite de leur composition isotopique, constituent les meilleurs candidats au rôle de parents des magmas calco-alcalins.

Le rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$  initial des granodiorites d'Arola-Hiisijärvi (point A, Fig.46) est bas (0,703) par rapport aux valeurs  $^{87}Sr/^{86}Sr$  des gneiss de Kivijärvi, à 2,5Ga. Cependant, si on considère uniquement les granodiorites non affectées par la contamination ( $I_{Sr}=0,7037$ ; point A', Fig.46), leur origine par fusion des gneiss de Kivijärvi est une hypothèse plausible, la valeur basse de  $I_{Sr}$  (0,703) étant en partie due à la contamination.

L'analyse des composants isotopiques aboutit à une conclusion unique: l'origine du magmatisme calco-alcalin (granodiorites d'Arola et volcanites de Luoma) est due à la remobilisation des gneiss de Kivijärvi. Cette conclusion est corroborée par diverses observations faites précédemment et qui sont rappelées ici :

-- les gneiss de Kivijärvi constituent un ensemble lithologique important, suffisant pour produire une grande quantité de magma par fusion;

-- ils sont affectés à un degré élevé par la migmatisation, phénomène



contemporain de la genèse des magmas calco-alcalins (voir étude géochronologique);

-- les granodiorites d'Arola contiennent des enclaves (type 2) semblables aux mélanosomes des gneiss, représentant dans ce cas des restites;

-- elles renferment des cristaux de zircon à coeur hérité. Les âges U-Pb sur zircon sont intermédiaires entre l'âge de mise en place des granodiorites et celui du protolithe des gneiss de Kivijärvi.

Si le processus général de genèse des granodiorites d'Arola (et des volcanites de Luoma) semble bien être le recyclage de la croûte continentale plus ancienne, il reste maintenant à en préciser les modalités de détail.

### III - MECANISMES DE DIFFERENCIATION

Dans cette partie, je n'utiliserai dans un premier temps que les résultats obtenus sur les granodiorites du groupe A et les granites gris. Les roches du groupe C ont une évolution géochimique spécifique du fait de la contamination; leur étude sera donc faite séparément.

Les granodiorites d'Arola au sens large constituent une série différenciée de roches à compositions granodioritiques et granitiques. Deux phénomènes essentiels peuvent être à l'origine de cette différenciation:

-- la fusion partielle à différents taux d'une source solide, en l'occurrence les gneiss de Kivijärvi;

-- la cristallisation fractionnée à partir d'un magma initial issu de la fusion des gneiss.

#### A - MISE EN EVIDENCE

Les éléments-traces, en raison de leur comportement particulier (solutions idéales), apportent des contraintes quant au processus origine de la différenciation.

Les deux équations importantes pour le calcul des modèles pétrogénétiques sont:

Fusion partielle :

$$(F.P.) : \frac{C_L^A}{C_0^A} = \frac{1}{D+F(1-D)} \quad (\text{Shaw, 1970}) \quad (1)$$

Cristallisation fractionnée

$$(C.F.) : \frac{C_L^A}{C_0^A} = F^{(D-1)} \quad (\text{Rayleigh, 1896}) \quad (2)$$

où

$C_0^A$  = concentration de l'élément A dans le solide initial (F.P.) ou le liquide initial (C.F.);

$C_L^A$  = concentration de l'élément A dans le liquide formé à un instant donné;

$F$  = taux de fusion du système (F.P.)

$1-F$  = taux de cristallisation du système (C.F.)

$D$  = coefficient de distribution global de l'élément A entre le solide, résidu (F.P) ou cumulat (C.F.) et le liquide en équilibre.

En appliquant les deux équations à partir d'une même source dans un diagramme logarithmique, l'évolution des teneurs d'un élément A compatible ( $D > 1$ ) en fonction des teneurs d'un élément B incompatible ( $D < 1$ ), aboutit à deux courbes distinctes pour la fusion partielle d'une part, pour la cristallisation fractionnée d'autre part (Fig.47a). Ce type de diagramme permet donc de distinguer le processus générateur d'un ensemble différencié de roches.

Pour l'ensemble granodioritique d'Arola, les éléments retenus sont:

- le rubidium comme élément incompatible qui tend à se concentrer dans le liquide;
- le vanadium, élément qui se concentre dans les minéraux colorés (cumulants ou réfractaires) et se comporte en élément compatible.

Les points représentatifs des roches se répartissent suivant une courbe à pente fortement négative, traduisant ainsi l'influence de la cristallisation fractionnée (Fig.47b).

La différenciation au sein de l'ensemble granodioritique d'Arola résulte donc d'un phénomène de cristallisation fractionnée à partir d'un magma initial ( $L_0$ ), lui-même

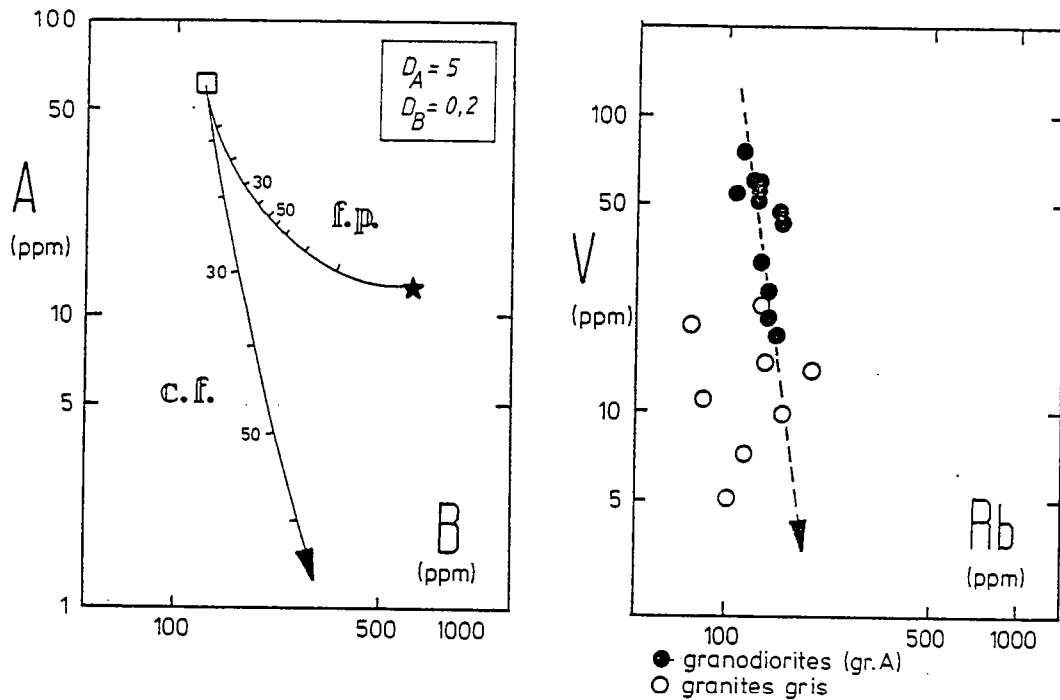


Figure 47 : Diagrammes élément compatible-élément incompatible montrant le rôle prépondérant de la cristallisation fractionnée dans la différenciation de l'ensemble granodioritique d'Arola.

issu de la fusion des gneiss anciens.

## B - INFLUENCE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNEE

Dans cette partie consacrée à la cristallisation fractionnée, je traiterai uniquement de ce qui se déroule lorsque le magma granodioritique ( $L_0$ ) est engendré. Le mécanisme de fusion des gneiss sera abordé ensuite.

### 1 - Aspects qualitatifs

#### a - Rôle des minéraux essentiels

Les analyses en éléments majeurs sont reportées dans les diagrammes de Harker (oxydes)= $f(\text{SiO}_2)$ , ceci afin de voir si la cristallisation fractionnée permet d'expliquer la gamme des compositions observées. Pour cela, les minéraux essentiels constituant les roches sont replacés dans ces mêmes diagrammes. A partir de ces données, il est possible d'estimer l'influence de chacune des phases minérales essentielles sur l'évolution géochimique d'ensemble.

### . Composition chimique des minéraux

Quelleque soit la roche, les constituants minéralogiques principaux sont: le plagioclase, le quartz, le microcline, la hornblende, la biotite et les minéraux opaques.

Nous ne disposons pas d'analyses chimiques des divers minéraux qui constituent effectivement les roches. Aussi, les analyses retenues ont-elles été empruntées à la littérature.

Pour la hornblende et la biotite, Arth et al. (1978) donnent des analyses de ces deux minéraux dans des roches appartenant à la série trondhjemitique, tonalitique, granodioritique (Finlande du SW). Elles sont utilisées dans cette étude, les granodiorites de type Arola se rapprochant de ces roches par leur composition.

Les analyses des autres minéraux sont extraites de Deer et al.(1977). Elles figurent dans le tableau 25.

	Hb	Bi	Ab	An	FK	Qz	Il.	Mg	Pl
SiO <sub>2</sub>	41,80	35,53	67,84	43,88	64,46	100	0,51		62,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,38	19,77	19,65	36,18	18,55	-	-	-	23,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	15,44	20,80	0,05	0,08	0,14	-	51,05	100	0,07
MnO	0,17	0,18	-	-	-	-	1,44	-	0,01
MgO	11,75	9,29	0,04	-	-	-	0,46	-	0,03
CaO	12,09	0,04	-	19,37	0,17	-	0,71	-	4,38
Na <sub>2</sub> O	1,99	0,35	11,07	0,22	0,49	-	-	-	8,33
K <sub>2</sub> O	0,54	9,50	0,29	-	16,07	-	-	-	0,66
TiO <sub>2</sub>	1,61	2,68	-	-	-	-	50,02	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,08	-	-	-	-	-	-	-
PF	2,05	3,36	0,56	0,28	-	-	0,13	-	0,60

\*Fer total sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

Hb : hornblende analyse UK1 Arth et al. (1978)

Bi : biotite analyse UK 8 Arth et al. (1978)

Ab : Albite analyse n°1 p.324 Deer et al. (1966)

An : anorthite analyse n°8 p.325 Deer et al. (1966)

FK : microcline analyse n°8 p.301 Deer et al. (1966)

Qz : quartz (formule théorique)

Il : ilménite analyse n°1 p.413 Deer et al. (1966)

Mg : magnétite (formule théorique)

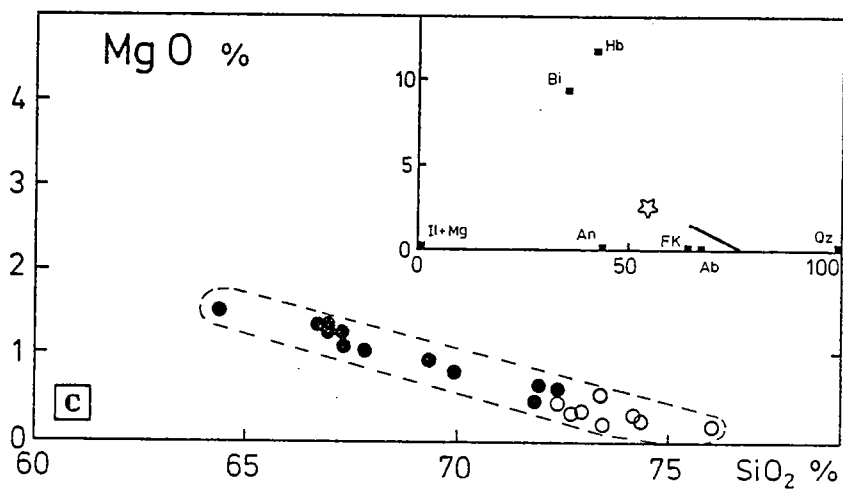
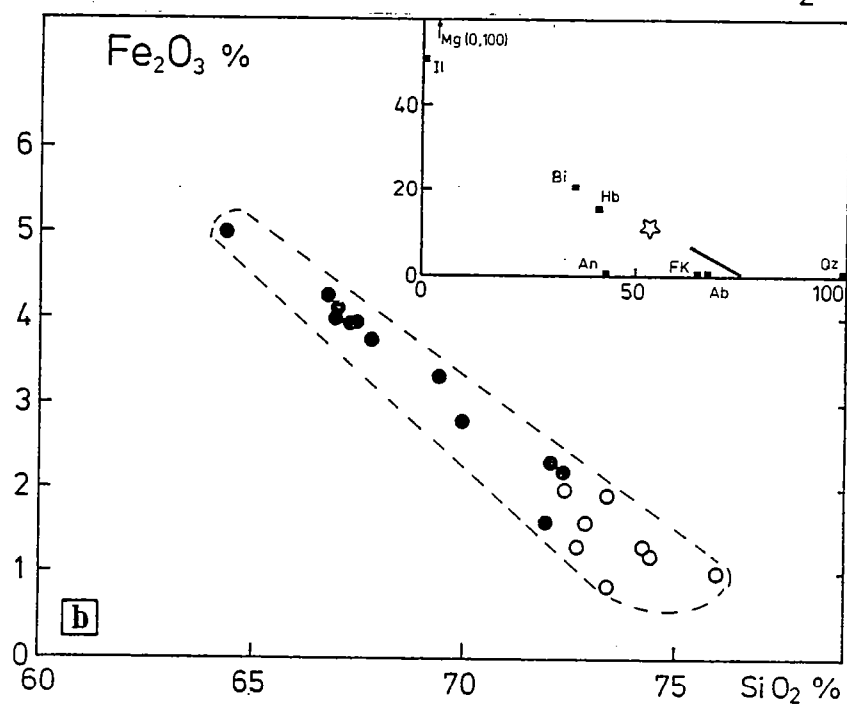
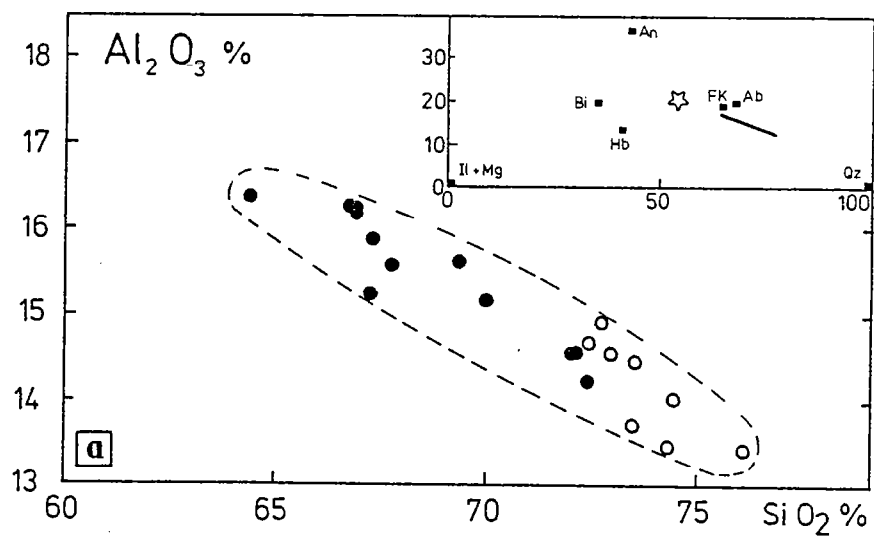
Pl : plagioclase analyse n°11 p.113 V.4 Deer et al. (1965)  
(analyse utilisée dans le modèle proposé)

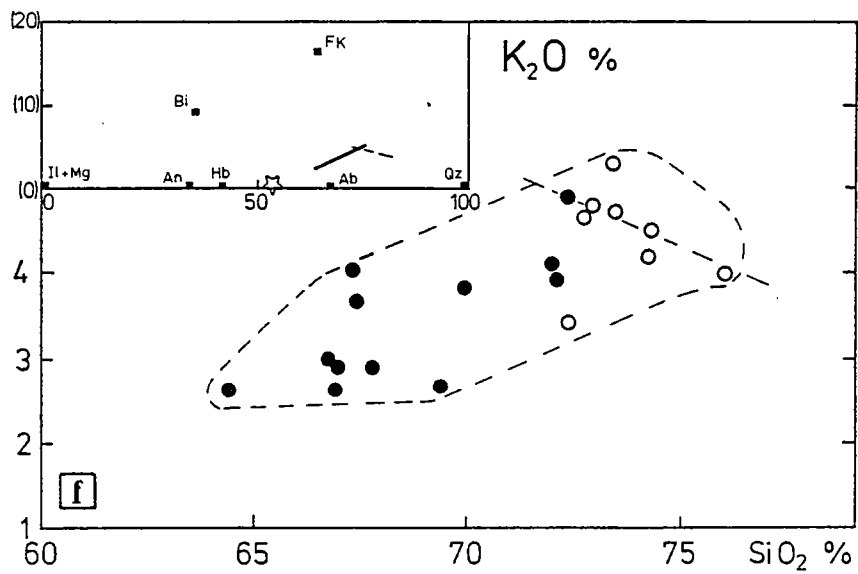
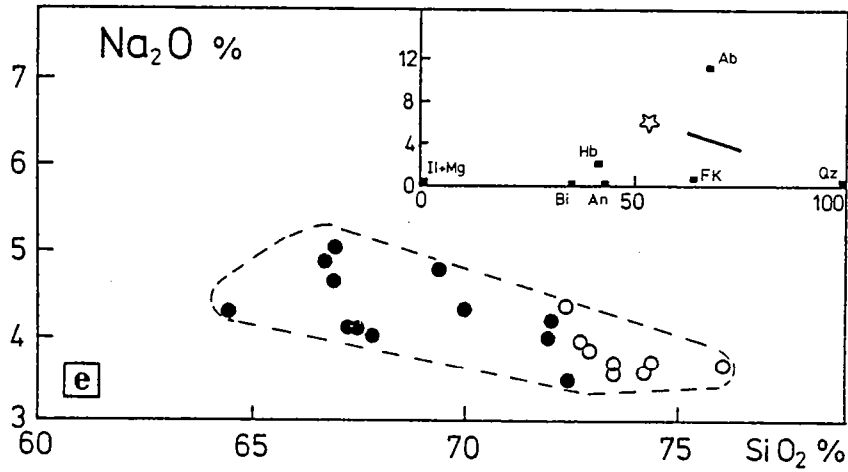
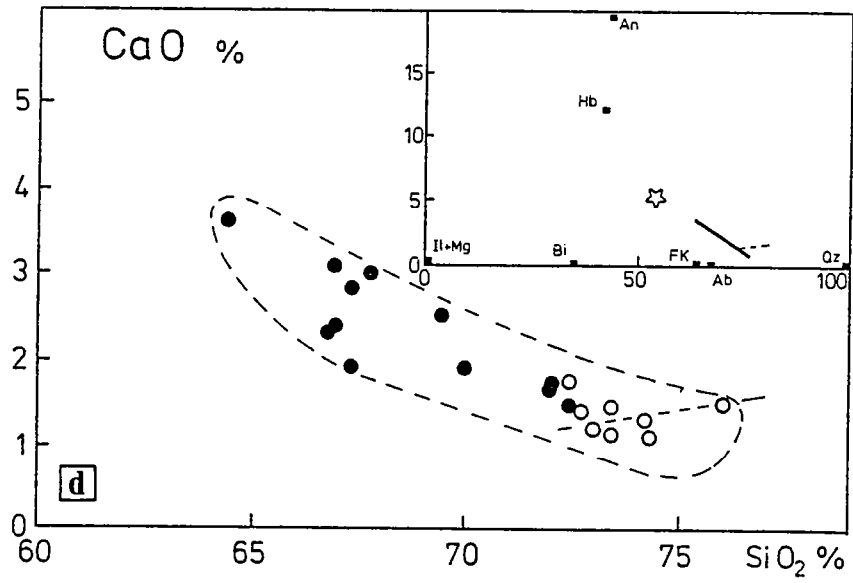
Tableau 25 : Compositions chimiques des minéraux utilisées dans le modèle de cristallisation fractionnée pour les granodiorites de type Arola.

### . Interprétation

De l'analyse des divers diagrammes (Fig.48a-h), nous retiendrons ceci:

Dans tous les diagrammes, les points représentatifs des roches définissent des lignées d'évolution continue. De plus, ces lignées ne montrent aucune cassure ou courbure nette, ceci pour l'ensemble des graphes. Dans le cas d'une cristallisation fractionnée, ce caractère suppose que la composition de la partie solide extraite reste à peu près constante au cours de la cristallisation (nature et proportions des minéraux cumulus) ou tout au moins reste alignée sur le trend.





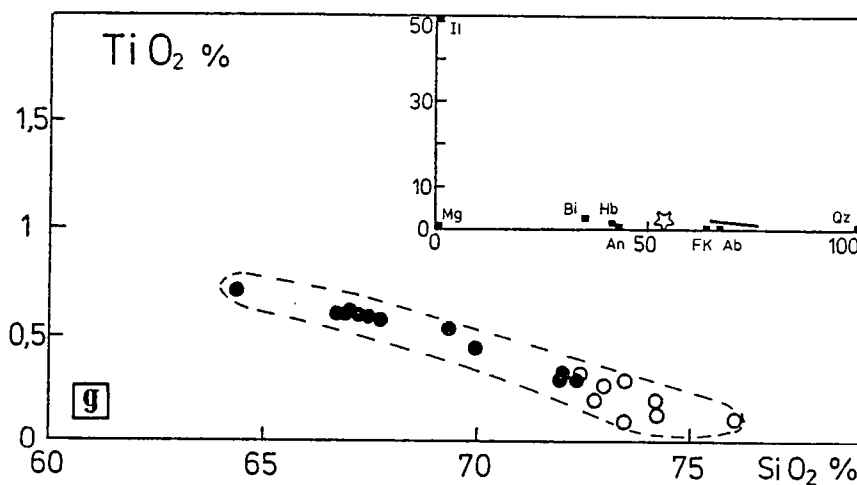


Figure 48 : Evolution de l'ensemble granodioritique d'Arola dans les diagrammes (oxyde) =  $f(\text{SiO}_2)$ .  
(granodiorites groupe A ; granites gris).

La tendance d'évolution se caractérise pour tous les éléments excepté  $\text{K}_2\text{O}$ , par une corrélation négative oxyde- $\text{SiO}_2$ . Seuls le potassium et la silice se concentrent au cours de la différenciation, caractère traduit par l'enrichissement simultané en quartz et microcline (Fig.48f). La baisse des teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (fer total) et  $\text{MgO}$  (Fig.48b et c) est principalement contrôlée par les minéraux colorés, en particulier la hornblende et la biotite.

Les pentes des diverses droites d'évolution sont telles que ces droites passent dans un champ de composition intermédiaires entre les minéraux ferromagnésiens (hornblende, biotite) et un plagioclase dont la composition est proche du pôle albite.

Ces observations sont conformes aux caractères pétrographiques des granodiorites ainsi qu'à leur évolution. L'hypothèse d'une différenciation par cristallisation fractionnée apparaît donc comme valable. Elle permet d'expliquer l'évolution géochimique d'ensemble par soustraction continue d'un extrait composé en grande partie de plagioclase et de minéraux colorés.

#### b - Rôle des minéraux accessoires

Le schéma précédent qui explique la différenciation en terme de cristallisation fractionnée ne prend en compte que les minéraux essentiels des roches. Or l'étude pétrographique des granodiorites d'Arola montre que les proportions de minéraux accessoires varient. Ce sont pour les principaux l'apatite, le zircon, les minéraux opaques et l'allanite; ils sont en proportions décroissantes du terme le moins différencié (G195) au plus acide (G38). Les cristaux sont le plus souvent automorphes et, exceptés les opaques et l'apatite, zonés. L'habitus de ces minéraux montre qu'ils ont cristallisé très tôt et qu'ils ont eu un rôle non négligeable au cours du processus de fractionnement.

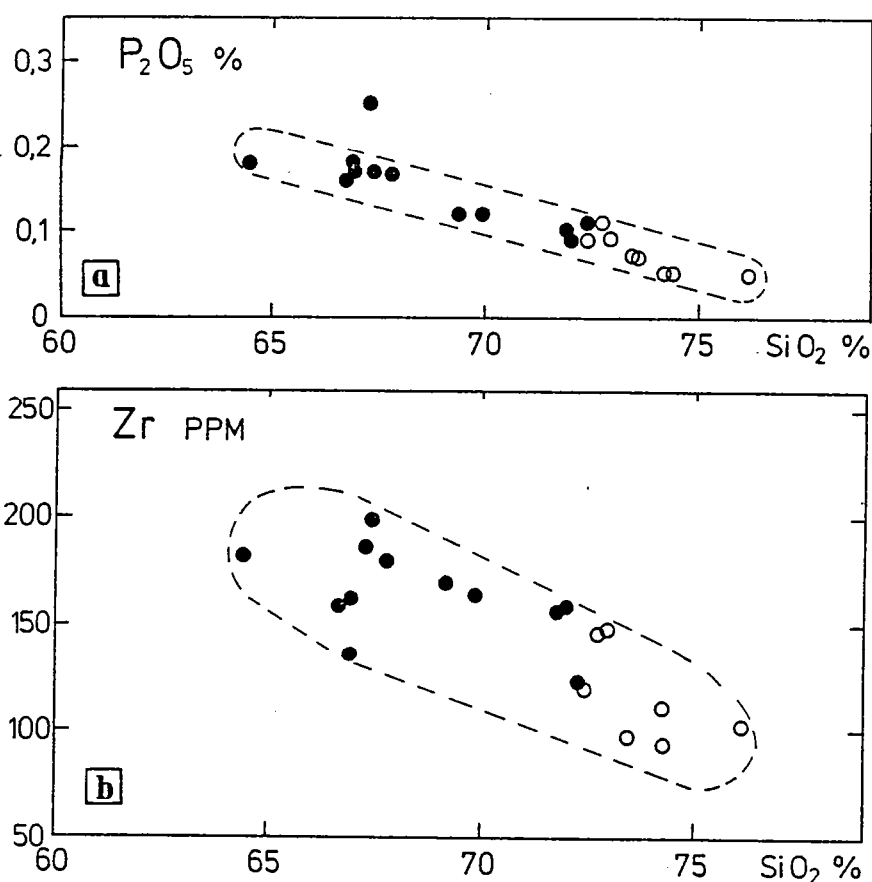


Figure 49 : Evolution de l'ensemble granodioritique de Finlande orientale dans les diagrammes  $(P_2O_5) = f(SiO_2)$  et  $(Zr) = f(SiO_2)$ . (granodiorites de type Arola, groupe A ; granites gris).

Du point de vue géochimique, le fractionnement d'apatite est mis en évidence dans le graphe  $(P_2O_5) = f(SiO_2)$  (Fig.49a). La droite de corrélation à pente négative s'explique par la soustraction continue d'apatite. En ce qui concerne le zircon, les mêmes observations peuvent être tirées de la figure 49b, qui montre une diminution des teneurs en zirconium à silice croissante. Le fractionnement des minéraux opaques (magnétite et ilménite) entraîne une baisse des teneurs en  $Fe_2O_3$  (fer total) et  $TiO_2$ , effets conjugués avec le fractionnement des minéraux ferromagnésiens (Fig.48b,g). Quant à l'allanite, son influence sur les teneurs en éléments majeurs ne peut être dégagée. Par contre, du fait des très hautes concentrations en Terres Rares, surtout légères, atteintes dans ce minéral (ex:  $La_2O_3=14,74\%$ ; Deer et al., 1966), un faible fractionnement de celui-ci est susceptible d'entraîner une chute notable des teneurs en terres rares dans les roches.

Toute tentative de modélisation doit donc tenir compte du fractionnement non seulement des minéraux essentiels mais aussi des phases minérales accessoires.



### c - Phénocristaux, textures et cristallisation

Au cours de l'étude de la cristallisation fractionnée, la présence de phénocristaux de feldspath alcalin dans les roches n'a pas été discutée. Ce problème, abordé par certains auteurs (e.g. Hietanen, 1963 ; Bateman et Chappel, 1979) nécessite quelques explications.

Dans les granodiorites de type Arola, les mégacristaux de microcline présentent les caractères de minéraux ayant cristallisé précocement (larges cristaux automorphes, zonés), au même titre que le zircon et l'allanite.

A partir du modèle de cristallisation précédemment exposé, un fractionnement précoce de microcline ne peut pas être envisagé. Il semble en effet difficile d'imaginer un processus de cristallisation qui puisse entraîner le fractionnement d'une part de plagioclase par cumulation, d'autre part de microcline par flotation. Ces deux minéraux ont des densités très voisines (feldspath alcalin  $d \approx 2,6$ ; plagioclase  $d \approx 2,7$ ).

En fait, les diverses textures ignées des roches granitoïdes et en particulier la présence de phénocristaux de feldspath alcalin peuvent être expliquées grâce à la cinétique de cristallisation. Pour cette étude, je me servirai des travaux expérimentaux menés par Swanson (1977) sur la cristallisation des liquides granitiques.

Cet auteur a évalué, au cours du refroidissement de liquides granitiques, les densités de nucléation des germes cristallins ainsi que les vitesses de croissance des cristaux pour les trois espèces minérales essentielles: plagioclase, feldspath alcalin et quartz (Fig.50).

A l'observation de la figure 50, nous retiendrons les caractéristiques suivantes:

**Pour le plagioclase**, premier minéral qui cristallise, la vitesse de croissance maximale des cristaux correspond à une densité élevée des germes cristallins. Les cristaux seront automorphes, nombreux et de taille moyenne à petite.

**Pour le feldspath potassique**, la vitesse maximum de croissance est très vite atteinte alors que le nombre de germes par unité de volume peut être encore bas. Les cristaux seront peu nombreux mais de grande taille.

**Pour le quartz**, le maximum de croissance correspond au maximum de nucléation. Les cristaux seront nombreux, moyens à petits en taille et interstitiels puisqu'ils cristallisent en dernier.

La texture grenue porphyroïde des granodiorites de type Arola est ainsi expliquée:

Environ 90°C en dessous de la température du solidus (Fig.50), la densité des

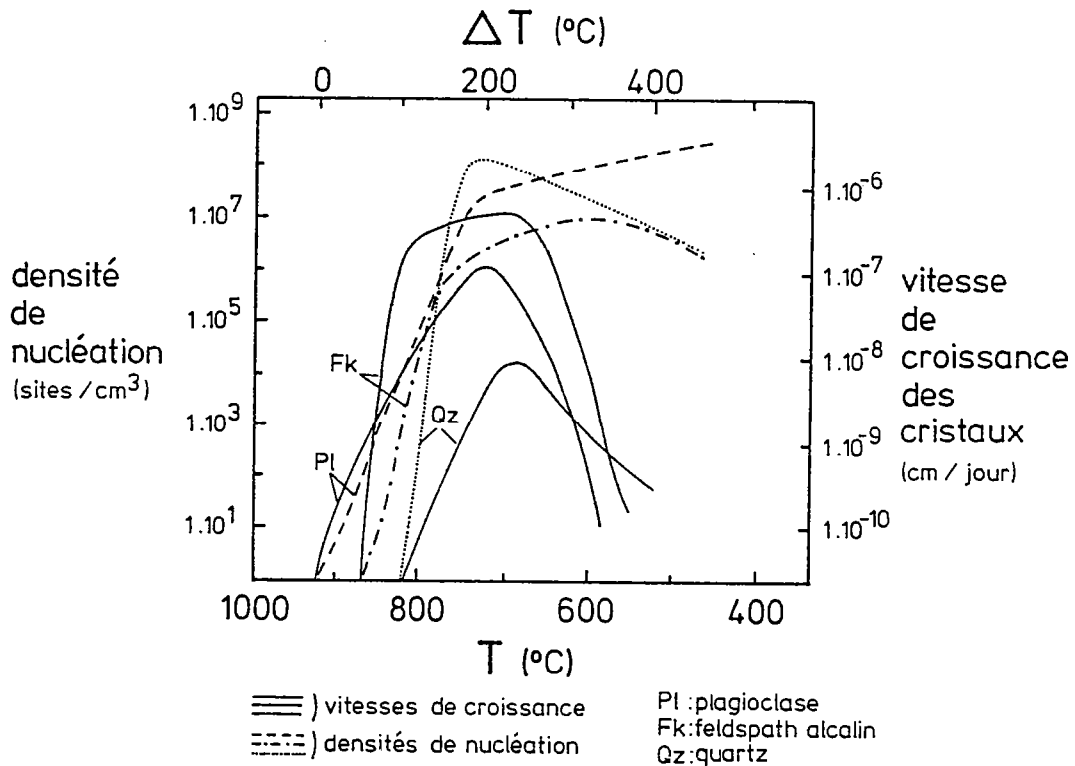


Figure 50 : Diagramme figurant l'évolution des densités de nucléation ainsi que des vitesses de croissances des cristaux dans un liquide granitique en cours de refroidissement (d'après Swanson, 1977).

germes cristallins de plagioclase est 100 fois plus grande que celle de feldspath alcalin alors que celui-ci croît 10 fois plus vite que les cristaux de plagioclase. Vers 800°C, on aboutit à un liquide contenant un grand nombre de cristaux de plagioclase et quelques mégacristaux de microcline. A température plus basse, le quartz commence à cristalliser, les densités de nucléation sont élevées pour les trois minéraux et la texture de la matrice est grenue.

Ce cursus de cristallisation permet d'expliquer les inclusions fréquentes, de cristaux automorphes de plagioclase dans les phénocristaux, de biotite, qui elle, a cristallisé très tôt et en moindre quantité de globules de quartz. Ces minéraux inclus tendent à dessiner une zonation concentrique dans le phénocristal de microcline.

Quant à la texture des granites gris, essentiellement grenue, elle résulte de deux phénomènes conjugués:

- les températures du solidus qui sont plus basses pour ces liquides font que la nucléation des germes cristallins est très rapide et presque simultanée pour tous les minéraux avec des vitesses de croissance plus faibles.

- les granites gris qui correspondent à des liquides très différenciés, sont enrichis en fluides. Swanson (1977) montre qu'une augmentation de la teneur en eau des liquides granitiques fait atteindre la vitesse maximum de croissance à densité de nucléation maximum, ceci pour les trois espèces minérales considérées.

Pour ces deux raisons, la texture sera grenue.

En conclusion, la présence de mégacrists automorphes et zonés de microcline est compatible avec le phénomène de cristallisation fractionnée évoqué précédemment. L'évolution des densités de nucléation et des vitesses de croissance des cristaux permet d'expliquer les différentes textures des roches ainsi que les inclusions dans les phénocrists de feldspath alcalin.

## 2 - Modélisation

### a - Introduction

De récentes études menées sur divers granitoïdes d'affinités calco-alcalines (MacCarthy et Groves, 1979; Bateman et Chappel, 1979; Lee et Christiansen, 1983; Graviou, 1984) montrent qu'au cours de la remontée magmatique, la séparation de l'extrait (minéraux cumulus) du liquide résiduel n'est en fait jamais réalisée totalement. La convection au sein de la chambre magmatique en cours d'ascension, la viscosité élevée des liquides granitiques qui, de plus, croît durant la différenciation, la densité croissante des cristaux formés sont autant de facteurs qui expliquent ce phénomène.

Il semble que le même processus se soit développé au sein du magma granodioritique de type Arola. En effet, aucune roche ayant les caractères pétrographiques et la composition minéralogique du cumulat (plagioclase + hornblende + biotite + accessoires) n'a jusqu'alors été observée en Finlande orientale.

D'autre part, le magma initial ( $L_0$ ) de l'ensemble granodioritique provient de la remobilisation des gneiss de Kivijärvi (voir contraintes isotopiques). Le magma initial ( $L_0$ ) aura dans le cas le plus favorable (fusion totale des gneiss), une teneur en silice d'environ 69% (moyenne de 48 échantillons; d'après Martin, 1985). Or plusieurs roches granodioritiques ont des teneurs en  $SiO_2$  inférieures à cette valeur (jusqu'à 64,40% de  $SiO_2$ ).

Ces caractères tendent à montrer que durant le processus de cristallisation fractionnée, l'extrait ne s'est pas individualisé et qu'il existe des roches représentant un mélange entre les minéraux cumulus et le liquide différencié.

b - Composition du magma initial ( $L_0$ ) et de "l'extrait" (S)

Le magma initial ( $L_0$ )

Partant de l'hypothèse suivant laquelle l'échantillonnage est représentatif de l'ensemble du magmatisme et qu'une fois engendré, le magma s'est comporté en système clos, il est possible d'évaluer la composition chimique du magma initial  $L_0$ . Elle est égale à la composition moyenne pondérée de l'ensemble des roches.

Les granodiorites sont de loin, les roches les plus abondantes. Les granites gris représentent un volume de l'ordre de 10%. La composition du magma initial est donc fixée par la formule :

$$C_0 = 0,90 X_{GD} + 0,10 X_G$$

où

$X_{GD}$  = composition moyenne des granodiorites de type Arola groupe A (Tab.4)

$X_G$  = composition moyenne des granites gris (Tab.6).

La composition estimée du magma initial ( $L_0$ ) est granodioritique (Tab.26).

Composition théorique de "l'extrait" (S)

Dans le modèle de cristallisation proposé, l'extrait (S) n'existe pas en tant que tel, mais coexiste avec le liquide différencié. Sa composition théorique peut être néanmoins évaluée. Elle est obtenue par ajustement linéaire en intégrant les compositions des divers minéraux (cf. Tab.25) et les paramètres des droites de régression oxydes- $SiO_2$  (cf. Fig.48).

Les calculs aboutissent à un "extrait" composé de:

- . 70% de plagioclase
- . 20% de hornblende
- . 5% de biotite
- . 2% de l'ilménite
- . 3% de magnétite
- . 0,5% d'apatite.

Cette composition est compatible avec les caractères pétrographiques des roches: les minéraux qui constituent cet extrait sont ceux qui ont cristallisé le plus tôt; ils sont en cristaux automorphes.

La composition chimique théorique de l'extrait qui figure dans le tableau 26, a été reportée dans les divers diagrammes (oxydes)=F( $SiO_2$ ) (Figure 48, symbole étoile).

	COMPOSITION DU MAGMA INITIAL ( $L_0$ )	COMPOSITION THEORIQUE DE L'EXTRAIT (S)
SiO <sub>2</sub>	69,08	53,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	19,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,22	8,20
MnO	0,06	0,08
MgO	0,98	2,84
CaO	2,27	5,77
Na <sub>2</sub> O	4,26	6,25
K <sub>2</sub> O	3,52	1,05
TiO <sub>2</sub>	0,48	1,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,29
PF	0,56	0,86
TOTAL	99,96	100,69

Tableau 26 : Compositions chimiques calculées du magma granodiorite initial ( $L_0$ ) et de l'"extrait" (S) (composition théorique).

#### c - Composition des roches observées (éléments majeurs)

Les roches qui constituent l'ensemble granodioritique d'Arola ont été figurées dans un histogramme de fréquence en fonction de leur teneur en silice (Fig.51).

A l'observation de cette figure, on remarque que:

- l'ensemble des roches se subdivise nettement en deux groupes principaux; le premier M dont la teneur moyenne en SiO<sub>2</sub> est de 67,40%, le second L dont la teneur moyenne en silice est de 72,96%.

- le magma initial  $L_0$  (SiO<sub>2</sub>=69,08%) se situe approximativement entre les deux groupes de roches.

Dans le modèle de cristallisation, les roches du groupe L correspondent donc à la composition d'un liquide différencié  $L_1$ ; les roches M représentent un mélange entre "l'extrait" S et le liquide différencié  $L_1$ .

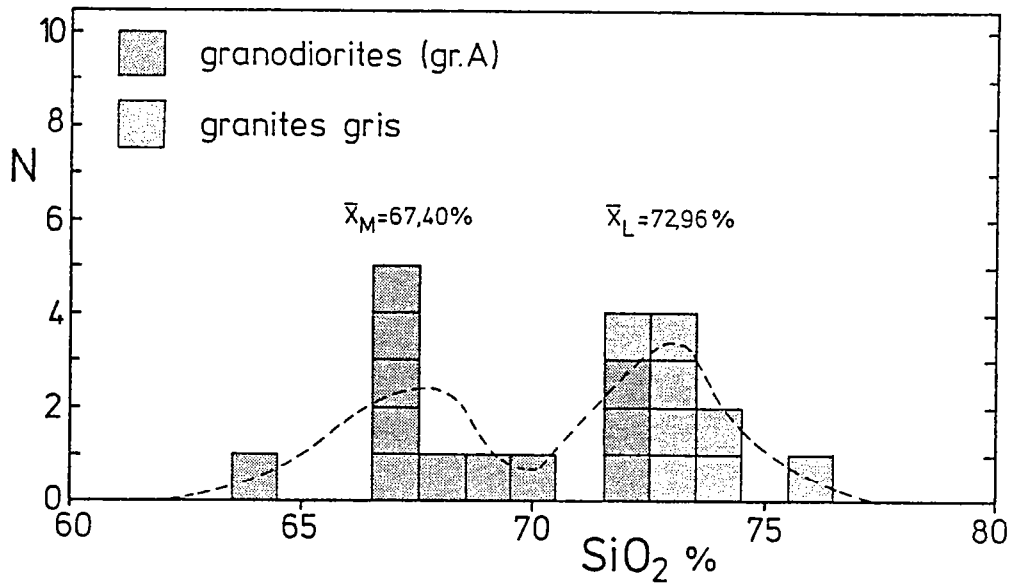


Figure 51 : Histogramme de fréquence en fonction des teneurs en silice pour l'ensemble granodioritique (groupe A et granites gris). La courbe figurée a été obtenue après lissage du premier degré :  
 $\bar{N}_x = (N_{x-1} + N_x + N_{x+1})/3$ .

Le fait que la composition du magma initial coïncide avec la fréquence minimum séparant les deux groupes de roches, est en parfait accord avec les observations de Lee et Van Loenen (1971) et de Graviou (1984). Ces auteurs considèrent en effet que pour ce type de phénomène, une discontinuité géochimique au sein d'un ensemble granitoïde est représentatif de la composition du magma initial.

Les roches du groupe L ont une composition qui peut être calculée à partir de l'équation :

$$C_L = \frac{C_0 - (1-F)C_S}{F} \quad (4)$$

dans laquelle  $1-F$  = taux de cristallisation du système

$C_0$  = concentration d'un élément dans le magma initial  $L_0$

$C_S$  = concentration du même élément dans "l'extrait" S

$C_L$  = concentration de l'élément dans le liquide résiduel  $L_1$

Les compositions ont été calculées pour  $(1-F)=0,1-0,2-0,3$  (Tab.27, cristallisation fractionnée).

Pour les granodiorites, le taux de cristallisation  $(1-F)$  est de 5% à 20%; il est de 20% à 30% pour les granites gris. Le taux moyen de cristallisation pour  $SiO_2=72-73\%$  (fréquence optimale  $X_L$ , Fig.51) est de l'ordre de 20% (soit  $\bar{F}=0,8$ ).

CRISTALLISATION FRACTIONNEE						
	$\bar{C}_S$	$(1-F) \longrightarrow$		$C_0$	10%	20% ( $\bar{C}_L$ ) 30%
SiO <sub>2</sub>	53,91			69,08	70,77	72,87 75,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,98			15,36	14,85	14,21 13,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8,20			3,22	2,67	1,98 1,09
MnO	0,08			0,06	0,06	0,05 0,05
MgO	2,84			0,98	0,77	0,52 0,18
CaO	5,77			2,27	1,88	1,40 0,77
Na <sub>2</sub> O	6,25			4,26	4,04	3,76 3,41
K <sub>2</sub> O	1,05			3,52	3,79	4,14 4,58
TiO <sub>2</sub>	1,46			0,48	0,37	0,24 0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29			0,17	0,16	0,14 0,12
PF	0,86			0,56	0,53	0,49 0,43
SiO <sub>2</sub>	53,91	65,29	67,18	69,08	70,77	72,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,98	16,52	15,94	15,36	14,85	14,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8,20	4,47	3,85	3,22	2,67	1,98
MnO	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
MgO	2,84	1,45	1,22	0,98	0,77	0,52
CaO	5,77	3,15	2,71	2,27	1,88	1,40
Na <sub>2</sub> O	6,25	4,76	4,51	4,26	4,04	3,76
K <sub>2</sub> O	1,05	2,90	3,21	3,52	3,79	4,14
TiO <sub>2</sub>	1,46	0,73	0,61	0,48	0,37	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,20	0,19	0,17	0,16	0,14
PF	0,86	0,64	0,60	0,56	0,53	0,49
F=0,8	(100%)	40 %	30 % ( $\bar{C}_M$ )	20 %	10 %	0% ( $\bar{C}_L$ ) ← M
SEPARATION "EXTRAIT"-LIQUIDE IMPARFAITE						

Tableau 27 : Evolution des teneurs en éléments majeurs au cours de la cristallisation fractionnée pour l'ensemble granodioritique d'Arola (commentaires dans le texte).

Quant aux roches du groupe M issues du mélange "extrait"-liquide, leur composition est donnée par la formule suivante :

$$\overline{C}_M = (1-M) \overline{C}_L + M C_S \quad (5)$$

où  $\overline{C}_M$  = composition moyenne du mélange "extrait"-liquide

$C_S$  = composition de l'"extrait"

$\overline{C}_L$  = composition moyenne du liquide différencié  $L_1$

M = proportion de "l'extrait" dans le mélange.

Dans le cas des granodiorites d'Arola, la composition moyenne du liquide différencié  $L_1$  correspond à un taux moyen d'environ 20% ( $\overline{F}=0,8$ ). Les compositions des roches issues du mélange "extrait"-liquide ( $\overline{C}_M$ ) ont été calculées pour M=10-20-30-40% (Tab.27, séparation "extrait"-liquide imparfaite).

La proportion M de "l'extrait" dans le mélange est donc de 30% en moyenne pour les granodiorites d'Arola; elle atteint plus de 40% pour l'échantillon le plus basique (G195).

L'évolution d'ensemble par cristallisation fractionnée est illustrée par le graphe ( $Fe_2O_3^* + MgO$ ) = f( $SiO_2$ ) (Fig.52).

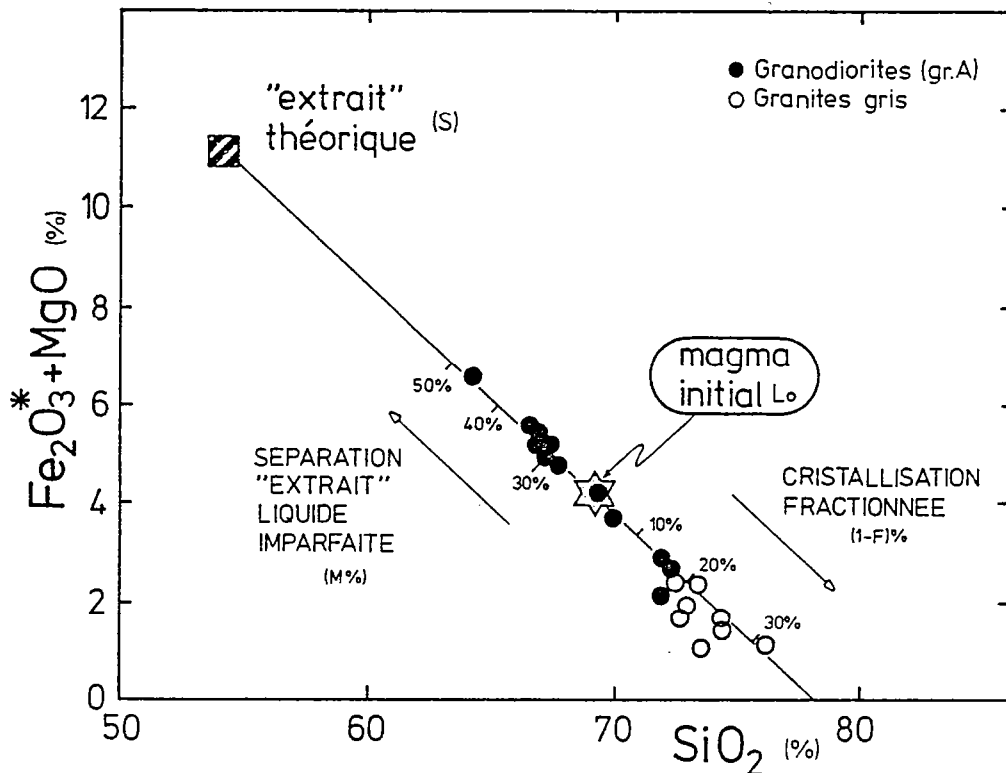


Figure 52 : Diagramme ( $Fe_2O_3^* + MgO$ ) = f( $SiO_2$ ) illustrant l'évolution de l'ensemble granodioritique par cristallisation fractionnée.



#### d - Contrôle du modèle à l'aide des éléments en traces

Toujours en raison de leur répartition en solutions idéales, l'évolution des teneurs en éléments traces permet de tester la validité du modèle proposé.

##### Aspect théorique

La formule de Shaw (1970) (équation 1) permet de calculer la concentration d'un élément-trace dans un liquide différencié par cristallisation fractionnée.

Pour compléter les données du modèle, il reste à connaître la teneur théorique de ce même élément dans "l'extrait" ( $C_S$ ).

Le coefficient de distribution global d'un élément en traces est par définition:

$$D = \frac{C_S}{C_L}$$

dans lequel  $C_S$  : concentration d'un élément dans le solide à un instant donné.

$C_L$  : concentration du même élément dans le liquide en équilibre avec le solide.

Pour la cristallisation fractionnée, la teneur  $C_S$  dans l'extrait solide est donc donnée par la formule (Shaw, 1970):

$$C_S = D C_0 F^{(D-1)} \quad (6)$$

Cependant la valeur de  $C_S$  obtenue par cette équation n'est valable qu'à un instant donné; elle évolue au cours de la cristallisation et ne rend pas compte de la composition moyenne  $\bar{C}_S$  de l'extrait. Cette composition peut être calculée à partir de l'équation de bilan général: identique à celle utilisée pour les éléments majeurs (4), soit:

$$\bar{C}_S = \frac{C_0 - F C_L}{1 - F} \quad (4)$$

Le mode de calcul du mélange "extrait"-liquide est le même pour les éléments majeurs et en traces (équation (5))

En combinant les équations (1), (4) et (5), la formule de cristallisation fractionnée avec séparation "extrait"-liquide imparfaite devient pour les éléments-traces:

$$\frac{\bar{C}_M}{C_0} = F^{(D-1)} + M \left[ \frac{1-F^D}{1-F} - F^{(D-1)} \right]$$

### Application à l'ensemble granodioritique d'Arola

Les éléments qui ont été retenus sont les terres rares, le rubidium, le strontium et le vanadium.

Les Terres Rares: 3 roches ont été analysées:

G195: roche la plus basique de l'ensemble ( $\text{SiO}_2=64,40\%$ )

G148: proche de la composition du magma initial ( $\text{SiO}_2=69,94\%$ )

G149: granodiorite la plus différenciée ( $\text{SiO}_2=72,32\%$ ).

La composition moyenne en éléments majeurs de ces trois échantillons étant très proche de celle du magma initial ( $L_0$ ), j'utiliserai donc la moyenne des analyses (G195-G148-G149) afin d'estimer les teneurs en Terres Rares du magma initial (Tab.28).

	MOYENNE G195-G148-G149 %	MAGMA INITIAL %	MAGMA INITIAL (Moyenne G195-G148-G149) (ppm)	
$\text{SiO}_2$	68,89	69,08		
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,25	15,36	La	55,1
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*$	3,31	3,22	Ce	102
MnO	0,06	0,06	Nd	33
MgO	1,00	0,98	Sm	5,3
CaO	2,33	2,27		
$\text{Na}_2\text{O}$	4,01	4,26	Eu	1,18
$\text{K}_2\text{O}$	3,78	3,52	Gd	3,13
$\text{TiO}_2$	0,47	0,48	Tb	0,41
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,14	0,17	Yb	1,08
PF	0,61	0,56		

Tableau 28 : Comparaison des compositions en éléments majeurs du magma initial présumé et de la moyenne des échantillons G195-148-149, et teneurs en Terres Rares estimées du magma initial.

Si l'on applique le modèle de cristallisation sans tenir compte des minéraux accessoires (soit un "extrait" théorique composé de 70% de plagioclase, 20% de hornblende et 5% de biotite), l'évolution des spectres est contraire aux résultats obtenus pour les granodiorites (Fig.53a et c), en particulier pour les teneurs en lanthane.

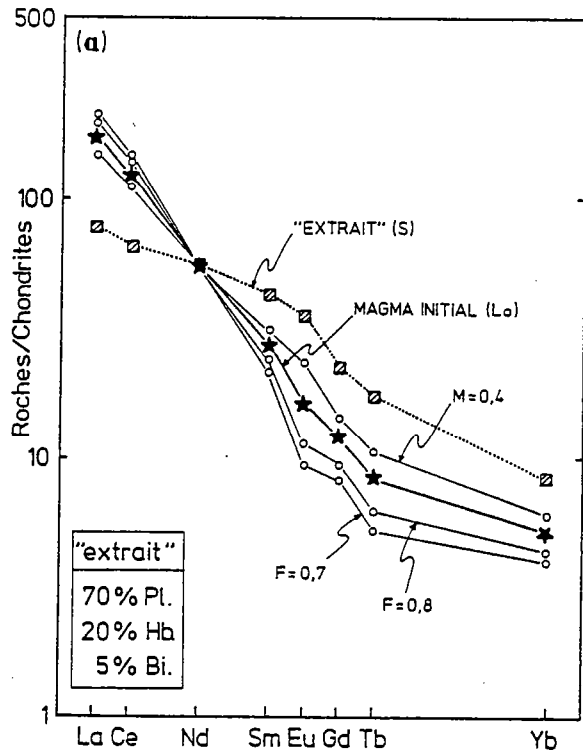
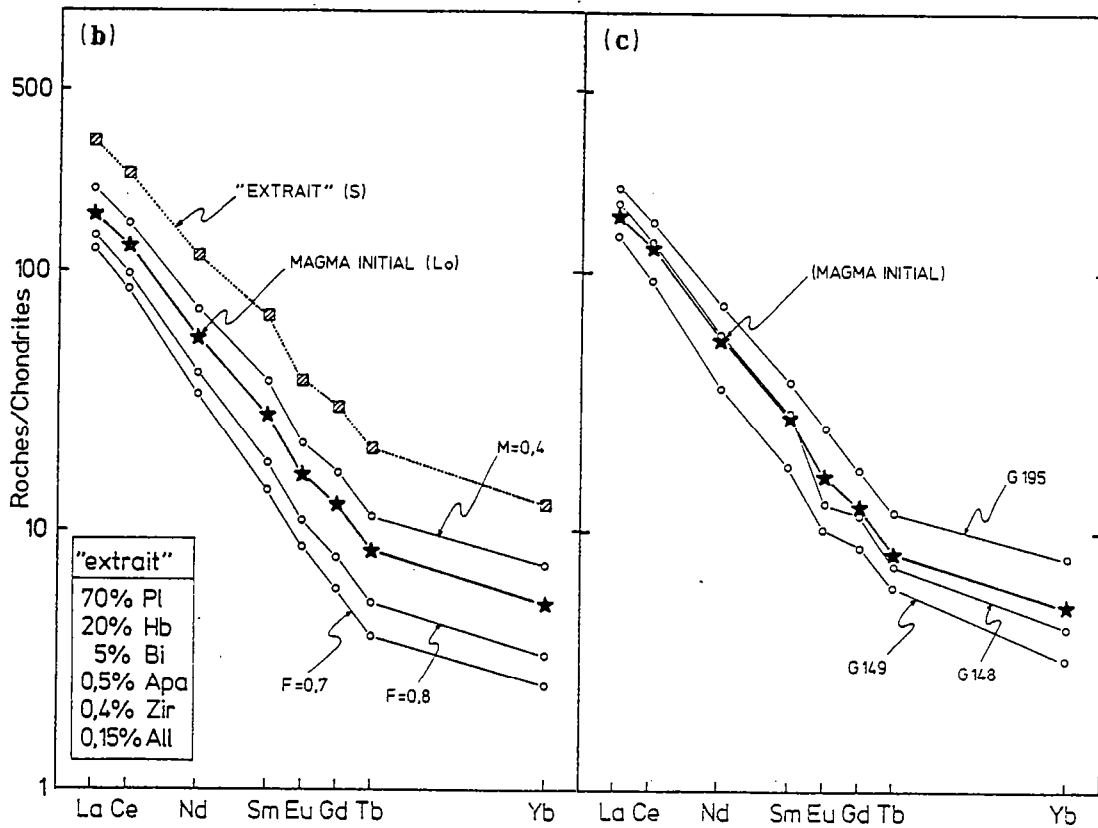


Figure 53 :  
Modèle théorique de cristallisation  
fractionnée du magma granodioritique  
(Arola) appliqué aux Terres Rares :

- (a) évolution suivant le modèle ne tenant pas compte des minéraux accessoires.
- (b) évolution prenant en considération le fractionnement des minéraux accessoires.
- (c) spectres réels des granodiorites d'Arola.



$K_{\text{minéral/liquide}}$	Pl (1)	Hb (1)	Bi (1)	Apa (1)	Zir (1)	All (2)
La*	0,31	0,9	0,33	27	2,90	960
Ce	0,27	1,52	0,32	34,7	2,64	940
Nd	0,21	4,26	0,29	57,1	2,20	750
Sm	0,13	7,77	0,26	62,8	3,14	620
Eu	2,15	5,14	0,24	30,4	3,14	56
Gd	0,097	10,0	0,28	56,3	12,0	540
Tb*	0,081	11,5	0,29	53,5	23,0	270
Yb	0,049	8,38	0,44	23,9	270	54

Tableau 29 : Coefficients de partage minéraux/liquide utilisés dans le modèle de cristallisation fractionnée (Granodiorites de type Arola).

\*valeurs obtenues par extra-ou interprétation.

(1) d'après Arth et Hanson, 1975 ; Hanson, 1978.

(2) d'après Martin, 1985 (compilation).

CRISTALLISATION FRACTIONNEE SIMPLE								
	D	$\overline{C}_S$ (F=0,8)	(1-F) →		$C_0$	10%	20% ( $\overline{C}_L$ )	30%
La	2,0				174,9	157,4	139,9	122,4
Ce	2,1				125,5	111,8	98,2	84,8
Nd	2,4				55,3	47,7	40,5	33,6
Sm	2,9				27,8	22,8	18,2	14,1
Eu	2,8				16,4	13,6	11,0	8,6
Gd	3,2				12,1	9,6	7,4	5,5
Tb	3,1				8,4	6,7	5,2	3,9
Yb	3,0				5,2	4,2	3,3	2,5
La		314,8	209,9	192,4	174,9	157,4	139,9	
Ce		234,8	152,8	139,2	125,5	111,8	98,2	
Nd		114,7	70,2	62,8	55,3	47,7	40,5	
Sm		66,2	37,4	32,6	27,8	22,8	18,2	
Eu		38,1	21,8	19,1	16,4	13,6	11,0	
Gd		30,9	16,8	14,4	12,1	9,6	7,4	
Tb		20,8	11,4	9,9	8,4	6,7	5,2	
Yb		12,7	7,1	6,1	5,2	4,2	3,3	
		100%	40%	30%	20%	10%	0% ( $\overline{C}_L$ )	← M
SEPARATION LIQUIDE- "EXTRAIT" IMPARFAITE								

Tableau 30 : Evolution des teneurs en Terres Rares dans le modèle théorique de cristallisation fractionnée pour l'ensemble granodioritique d'Arola, (teneurs normalisées aux chondrites). Commentaires dans le texte.

Par contre, un "extrait" dont la composition est la suivante, est parfaitement compatible avec les teneurs observées pour les granodiorites ainsi que leurs caractères pétrographiques:

"extrait" 70% de plagioclase  
 20% de hornblende  
 5% de biotite  
 0,5% d'apatite  
 0,4% de zircon  
 0,15% d'allanite.

Les minéraux opaques (magnétite et ilménite), en raison de leur faible abondance et de leur coefficient de partage bas (exception faite des cas spécifiques; exemple des rhyolites hypersiliceuses décrites par Mahood et Hildreth, 1983), ont un effet négligeable sur les teneurs en Terres Rares.

(les coefficients de partage minéraux/liquide utilisés sont donnés dans le tableau 29).

Les compositions des roches ont été calculées à partir de l'équation 7 (Tab.30). Les spectres théoriques reportés dans la figure 53b, sont semblables à ceux des granodiorites (Fig.53c):

G148: proche de la composition du magma initial ( $L_0$ )

G149: composition équivalente à celle d'un liquide différencié à 20% de cristallisation ( $F=0,8$ )

G195: roche résultant d'un mélange composé d'environ 45% "d'extrait" et de 55% de liquide différencié ( $F=0,8$ ;  $M=0,45$ ).

Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus à l'aide des éléments majeurs.

Le spectre théorique des granites gris correspond à un taux de cristallisation d'environ 30% ( $F=0,7$ ).

Rubidium, strontium et vanadium

Le même modèle est appliqué à ces trois éléments. Les coefficients de partage ainsi que la composition du magma initial, calculée à l'aide de l'équation 3, sont présentés dans le tableau suivant (Tab.31).

L'observation des graphes  $(Rb)=F(Sr)$  et  $(V)=F(Rb)$  (Fig.54a et b) nous amène aux mêmes conclusions que précédemment. Les points représentatifs de l'ensemble granodioritique sont proches des courbes d'évolution théorique. Les taux de cristallisation et de mélange "extrait"-liquide sont compatibles avec ceux trouvés auparavant ( $0 \leq (1-F) \leq 30\%$ ;  $\bar{F}=0,8$ ) ( $0 \leq M \leq 45\%$ ;  $\bar{M}=0,3$ ).

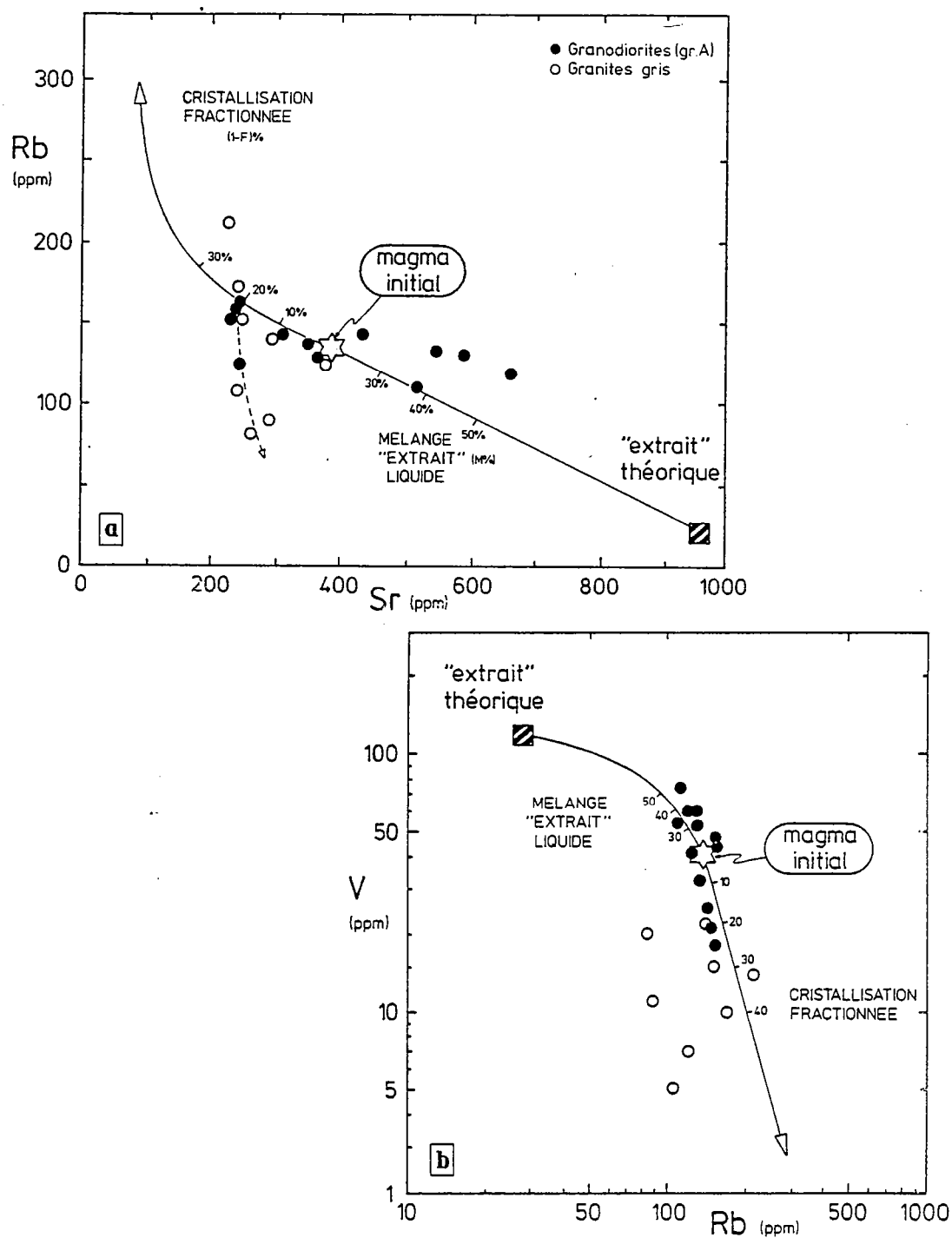


Figure 54 : Composition des granodiorites d'Arola et courbes d'évolution théorique au cours du processus de cristallisation fractionnée.

(a)  $(Rb) = f(Sr)$ ,

(b)  $(V) = f(Rb)$ .

	( $L_0$ ) (ppm)	P1	Hb	Bi	Il	Mg	All
Sr (1)	(383)	4,4	0,22	0,12	-	-	-
Rb (1)	(136)	0,041	0,014	3,26	-	-	-
V (3)	(41)	0,1	10	25	8,3	8,6	30

Tableau 31 : Teneurs en Sr, Rb et V du magma initial ( $L_0$ ) des granodiorites d'Arola et coefficients de partage minéraux/liquide.

(1) d'après Arth et Hanson, 1975 ; Hanson, 1978.

(3) compilation : Andriambololona, 1976 ; Martin, 1977 ; Gill, 1981 ; Henderson, 1982.

Toutefois, certains granites gris, de par leur composition, s'écartent de la tendance générale. Deux explications peuvent être avancées :

- en fin de cristallisation, un fractionnement de biotite sensible dans les diagrammes de Harker (Fig.48d et f), entraîne une baisse des teneurs en Rb et V et une augmentation de celle en Sr (courbe en pointillés, Fig.54a).

- comme nous l'avons noté au cours de l'étude sur la contamination, certains granites gris peuvent représenter des termes différenciés aussi bien de la série contaminée que de la série non contaminée (séries convergentes). Si certains granites font partie de la lignée contaminée, ils seront de ce fait, enrichis en Sr et V, appauvris en Rb par rapport aux autres non contaminés.

#### Conclusion d'ensemble sur le modèle

L'évolution géochimique de l'ensemble granodioritique d'Arola est compatible avec un processus de cristallisation fractionnée.

Cette cristallisation se développe au sein d'un magma initial dont la composition a été évaluée (composition granodioritique,  $SiO_2=69\%$ ). Elle aboutit à la formation d'une part d'un liquide différencié par séparation d'un "extrait" (minéraux cumulus), d'autre part d'un liquide enrichi en cet "extrait", celui-ci ne s'étant pas individualisé (Fig.55).

En terme de bilan, la cristallisation fractionnée est caractérisée par :

- un taux moyen de cristallisation de l'ordre de 20% ( $\bar{F}=0,8$ ; soit un liquide à 72,87% de  $SiO_2$ );

- une proportion "d'extrait" dans le mélange d'environ 30% ( $\bar{M}=0,3$ ; soit un mélange "extrait"-liquide à 67,18% de silice).

Ce qui correspond à la répartition linéaire de l'ensemble granodioritique (voir Fig.51).

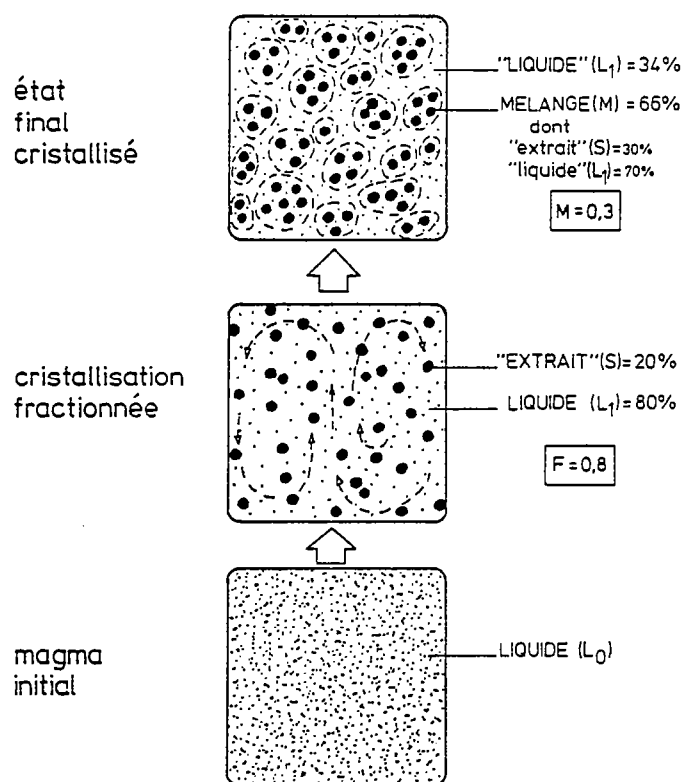


Figure 55 : Schématisant l'évolution par cristallisation du magma granodioritique d'Arola.

De plus, les proportions relatives de chacun des sous ensembles de roches peuvent être déduites des paramètres F et M (cf. Fig.55). Le volume granodioritique final doit être composé de:

- . 34% de roches plus acides ( $\text{SiO}_2=72,87\%$ ) que le magma initial ( $\text{SiO}_2=69,08\%$ ).
- . 66% de roches plus basiques ( $\text{SiO}_2=67,18\%$ ).

Ce qui permet de vérifier a posteriori la cohérence du modèle théorique. Les granites gris représentent en fait 10% du volume global. Dans ces conditions, les fréquences de répartition des granodiorites d'Arola sont bien celles fournies par le modèle de cristallisation (voir Fig.51).

En conclusion, il s'avère que, par suite d'un phénomène de cristallisation fractionnée, une quantité importante de roches plus basiques que le magma initial peut être observée à l'affleurement (66% dans notre cas).



### 3 - Les granodiorites contaminées

L'étude générale des granodiorites de type Arola a montré qu'une partie des roches a été affectée par des phénomènes de contamination (groupe C). L'assimilation de roches komatiitiques, plus importante que la calcitisation contemporaine de la cristallisation, s'est vraisemblablement opérée avant la différenciation au sein de chaque ensemble (voir étude sur la contamination).

Peut-on invoquer un mécanisme de cristallisation fractionnée analogue à celui qui vient d'être envisagé pour expliquer la différenciation au sein des granodiorites contaminées?

Je n'aborderai cette question que sous un aspect purement qualitatif. Trop d'incertitudes existent quant aux proportions exactes de mélange (komatiites, calcite) et surtout quant au comportement des diverses phases minérales et dans la répartition des éléments-traces au cours d'un mélange magma granodioritique-roches ultrabasiques.

Les granodiorites du groupe C constituent une série dont les teneurs en silice varient de 61% à 69%. Les évolutions des éléments majeurs (diagrammes AFM, Fig.13; Miyashiro, Fig.14;  $MgO-TiO_2$ , Fig.40) et des spectres de Terres Rares (qui restent approximativement parallèles, Fig.19), sont décalées mais semblables à celles des granodiorites non contaminées. Ces similitudes laissent présumer un mécanisme de différenciation de même type pour les deux groupes.

Le diagramme  $(TiO_2)=F(MgO)$  permet de visualiser les diverses évolutions (Fig.56). L'assimilation de roches komatiitiques par le magma initial ( $L_0$ ) entraîne la formation d'un liquide contaminé ( $L'_0$ ). Celui-ci se différencie par cristallisation fractionnée avec formation d'un liquide ( $CF'$ ) par séparation d'un "extrait"  $S'$  et d'un liquide ( $M'$ ) enrichi en cet extrait.

La composition théorique de l'extrait  $S'$  est différente de celle de l'extrait  $S$ . La hornblende a eu vraisemblablement un rôle prépondérant du fait de l'assimilation de roches amphibolitiques; phénomène qui entraîne un caractère plus basique du liquide parent.

Si l'on se base sur un taux de contamination de 12% (estimation faite à l'aide des éléments majeurs, cf. début de ce chapitre), le magma initial a une composition granodioritique; sa teneur en  $SiO_2$  est d'environ 66,40%.

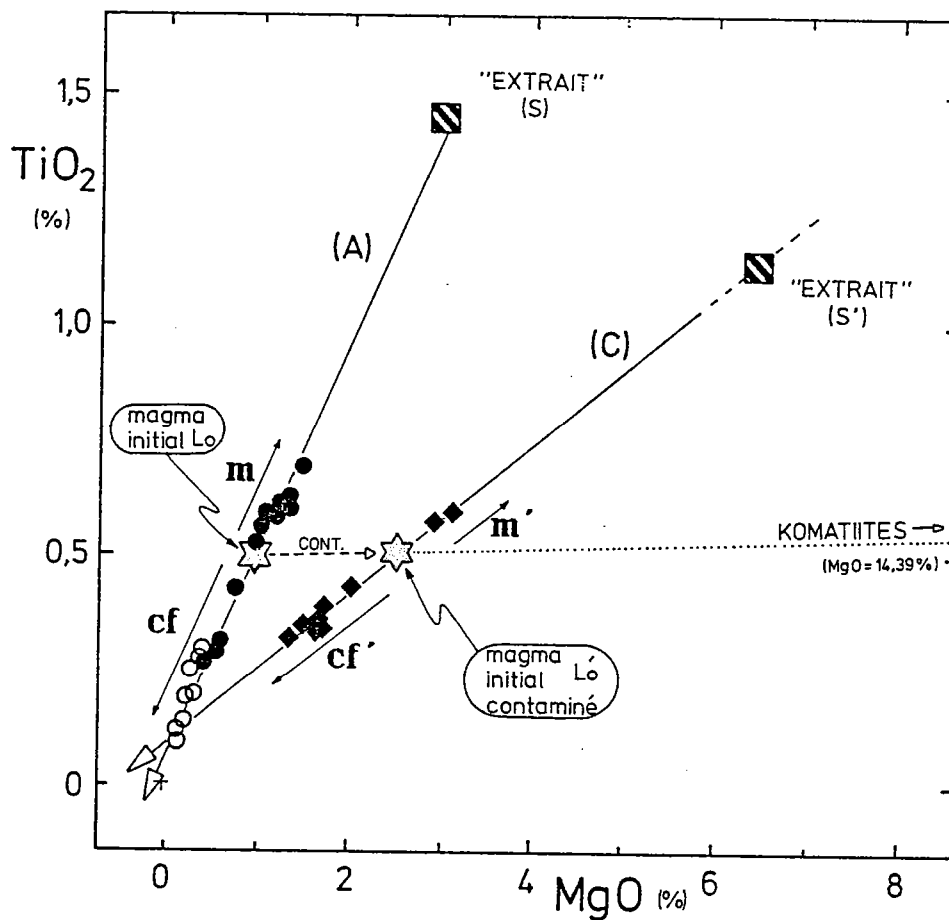


Figure 56 : Diagramme  $(\text{TiO}_2) = f(\text{MgO})$  montrant les évolutions des groupes A et C des granodiorites par cristallisation fractionnée (la composition de l'extrait S' est purement hypothétique).

#### C - FORMATION DU MAGMA INITIAL

##### 1 - Fusion des gneiss

La composition du magma initial évaluée précédemment est-elle compatible avec un mécanisme de fusion des gneiss anciens ? dans le cas favorable, peut-on estimer le degré de fusion ?

Si l'on compare la composition chimique calculée du magma initial à celle des gneiss de Kivijärvi (Tab.32), on constate qu'elles sont très proches l'une de l'autre. Seule, la teneur en potassium est légèrement plus faible dans les gneiss gris.

Un phénomène de fusion des gneiss de Kivijärvi peut donc effectivement engendrer le magma parent des granodiorites d'Arola; les compositions étant très voisines, le taux de fusion des gneiss est probablement proche de 100%.

	MOYENNE DES GNEISS DE KIVIJARVI	MAGMA INITIAL DES GRANODIORITES
SiO <sub>2</sub>	69,07	69,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,59	15,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3,10	3,22
MnO	0,04	0,06
MgO	1,41	0,98
CaO	2,60	2,27
Na <sub>2</sub> O	4,44	4,26
K <sub>2</sub> O	2,49	3,52
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,17
PF	0,73	0,56
TOTAL	100,02	99,56

Tableau 32 : Comparaison des compositions chimiques (éléments majeurs) de la moyenne des gneiss de Kivijärvi (moyenne de 48 échantillons, d'après Martin 1985) et du magma initial des granodiorites d'Arola (\*fer total sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)

## 2 - Leucosome, mélanosome et magma initial

Un moyen de contrôler ses résultats est de comparer la composition du liquide initial avec celles des leucosomes et des mélanosomes des gneiss, roches issues de la migmatization de ces derniers.

En ce qui concerne les éléments majeurs et en traces (sauf les Terres Rares), la composition du magma initial des granodiorites est intermédiaire entre celles des leucosomes et des mélanosomes, ceci pour la totalité des éléments (Fig.57).

La silice, élément le plus abondant dans les roches, sert ici de référence afin d'estimer la participation de chacune des roches dans la formation du liquide parent.

Les proportions obtenues sont:

66% de leucosome

34% de mélanosome ( $\Delta$  (SiO<sub>2</sub>)=0%)

Cette composition est semblable à celle que l'on peut observer à l'affleurement (gneiss migmatisés).

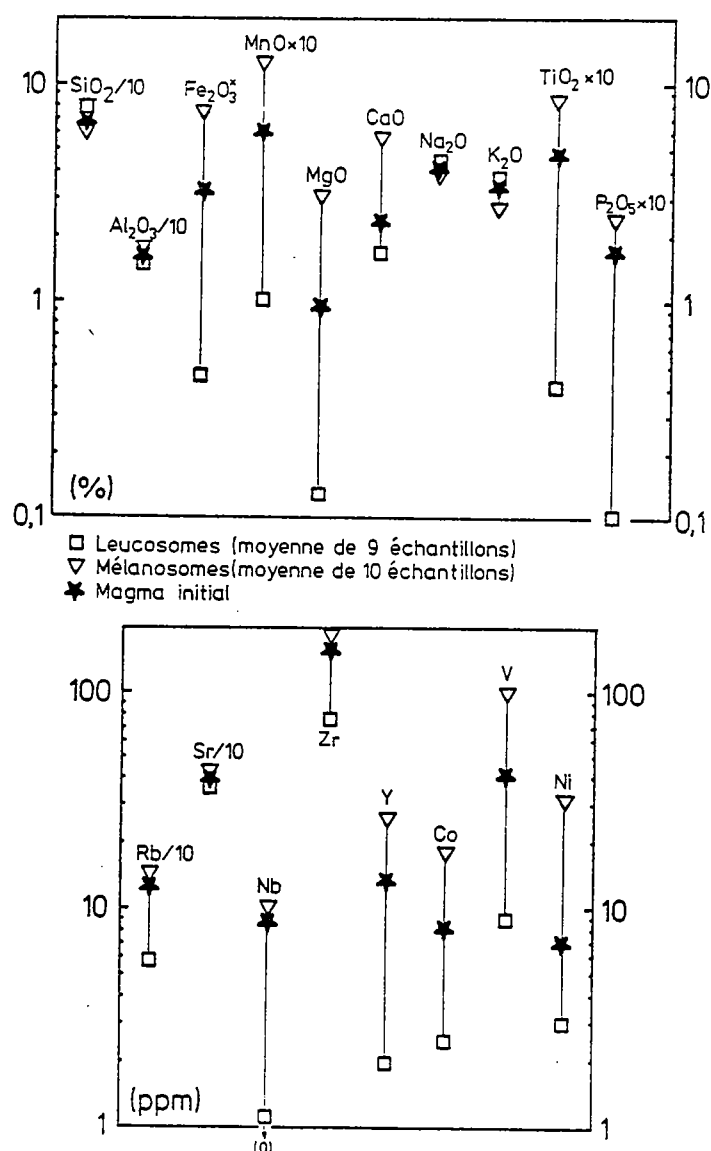


Figure 57 : Composition du magma initial des granodiorites par rapport à celles des leucosomes et des mélanosomes des gneiss migmatisés (type Kivijärvi ; moyenne d'après Martin, 1985).  
n.b. : les teneurs en éléments-traces du magma initial ont été calculées à l'aide de l'équation 3 donnée précédemment.

Dans leur ensemble, les deux analyses (mélange et magma initial, col.3et4, Tab.33) sont très proches l'une de l'autre. Un écart plus important est observé pour les teneurs en calcium, rubidium et zirconium. Ceci peut être expliqué par les fluctuations des teneurs en ces éléments au sein même de l'ensemble granodioritique; la valeur retenue pour le magma initial ne représentant en fait qu'une moyenne pondérée. Les différences de teneurs relativement importantes observées pour les autres éléments (MnO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Nb, Y, Ni) sont dues aux très faibles concentrations de ces derniers dans les leucosomes. Les teneurs sont en dessous du seuil de détection par spectrométrie FX.

Les deux analyses peuvent être considérées sinon comme semblables, du moins comme voisines.

	1	2	3	4	
	LEUCOSOMES **	MELANOSOMES **	66% LEUCOSOMES+ 34% MELANOSOMES	MAGMA INITIAL PRESUME	(Δ%) $\frac{C_4 - C_3}{C_4} \times 100$
SiO <sub>2</sub>	74,52	59,69	69,48	69,49	(0)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	16,95	15,56	15,45	(-1)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,45	7,34	2,79	3,24	(14)
MnO	0,01	0,12	0,05	0,06	(17)
MgO	0,13	2,99	1,10	0,99	(-11)
CaO	1,65	5,44	2,94	2,28	(-29)
Na <sub>2</sub> O	4,37	3,74	4,16	4,29	(3)
K <sub>2</sub> O	3,69	2,64	3,33	3,54	(6)
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,81	0,30	0,48	(38)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,24	0,09	0,17	(47)
Nb	0	10	4	9	(55)
Zr	76	189	116	161	(28)
Y	2	26	10	13	(23)
Sr	364	417	382	383	(0)
Rb	57	142	86	136	(37)
Co	2,5	18	8	8	(0)
V	9	100	40	41	(2)
Ni	3	31	12	7	(-71)

Tableau 33 : Composition chimique du magma parent des granodiorites comparée à celle d'un mélange (66% de leucosome + 34% de mélanosome)  
(\*Fer total sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; \*\*moyennes d'après Martin, 1985).

**Les Terres Rares:** un leucosome et un mélanosome ont été analysés par Martin (1985) (Tab.34, col.let2). Le spectre de Terres Rares du magma parent a une position intermédiaire entre les spectres du leucosome et du mélanosome (Fig.58), caractère qui corrobore les précédentes conclusions.

Les teneurs estimées du magma initial ne correspondent pas exactement aux valeurs obtenues par un mélange de 66% de leucosomes et 34% de mélanosomes (Tab.34).

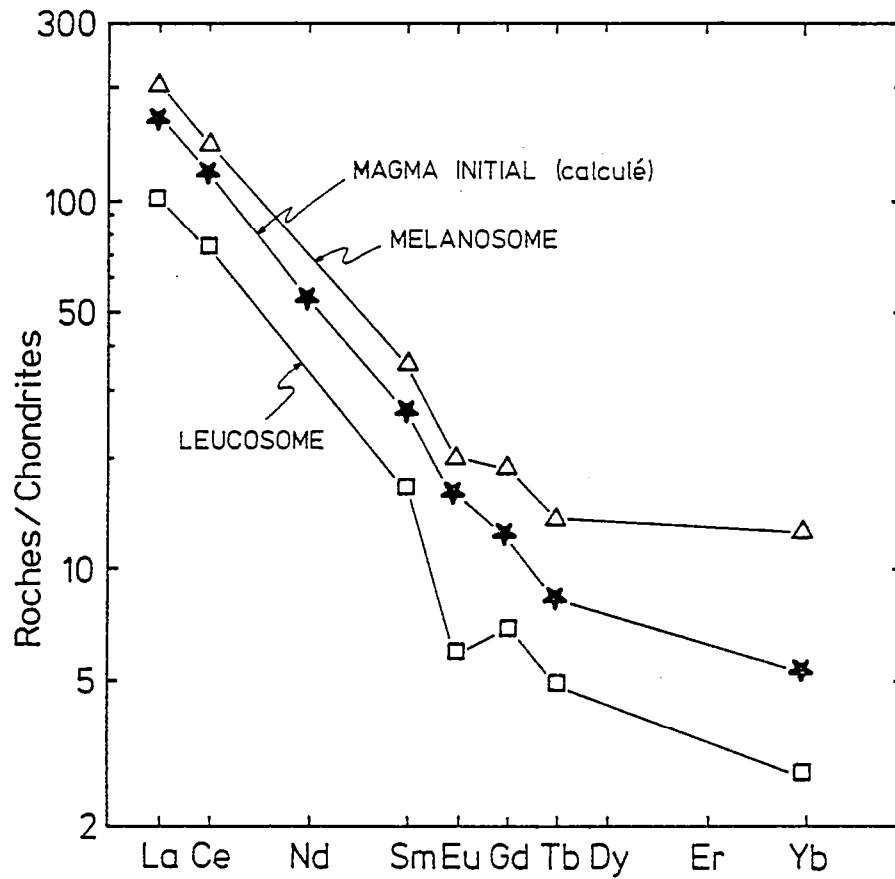


Figure 58 : Spectre de Terres Rares (calculé) du magma initial des granodiorites par rapport à ceux d'un leucosome et d'un mélanosome des gneiss migmatisés (type Kivijärvi).

	1	2	3	4	
	LEUCOSOME *	MELANOSOME *	66% LEUCOSOME+ 34% MELANOSOME	MAGMA INITIAL	$\left(\frac{\Delta}{\%}\right) \frac{C_4 - C_3}{C_4} \times 100$
La	32,2	64,0	43,0	55,1	(22)
Ce	61,0	114,0	79,0	102,0	(23)
Sm	3,2	6,9	4,5	5,3	(15)
Eu	0,42	1,46	0,77	1,18	(35)
Gd	1,81	4,92	2,87	3,13	(8)
Tb	0,24	0,68	0,39	0,41	(5)
Yb	0,57	2,70	1,29	1,08	(-19)

Tableau 34 : Teneurs en Terres Rares d'un mélange composé de 66% de leucosome et de 34% de mélanosome, comparées à celles du magma initial des granodiorites (\*leucosome et mélanosome, teneurs d'après Martin, 1985) .

La faible représentativité des teneurs dans le leucosome et le mélanosome (1 seul échantillon analysé pour chacun des types) justifie les différences observées.

Un mélange mélanosome-leucosome dans des proportions 1/3-2/3 est donc compatible avec la composition du liquide parent. Ce type de phénomène est observé en Finlande orientale, dans les zones affectées à un degré très élevé par la migmatisation (exemple des diatexites de Laitila). La fusion des gneiss entraîne la formation d'un liquide à composition granitique (leucosome actuellement) qui incorpore la majeure partie des restites initialement réfractaires (mélanosomes des métatexites). Ceci aboutit pour une fusion pratiquement totale, à un liquide de composition granodioritique.

#### IV - CONCLUSION

L'étude de l'ensemble granodioritique de type Arola m'a permis de préciser étape par étape, les divers mécanismes générateurs de cet ensemble. Elle aboutit à un modèle cohérent qui intègre de manière optimale l'ensemble des données pétrographiques et géochimiques.

Le modèle retenue pour la genèse des massifs granodioritiques est présenté dans le tableau 35. Il peut être résumé de la manière suivante:

1. Les gneiss gris de Kivijärvi constituent les roches parents du magma granodioritique.
2. Ces gneiss subissent une fusion partielle. Le taux de fusion doit être suffisant pour donner naissance à un liquide de composition voisine des gneiss de départ, pour engendrer et concentrer des masses importantes de magma et enfin, pour atteindre un seuil de viscosité assez faible afin d'initier la remontée magmatique. La fusion conduit à la formation d'un liquide qui incorpore en grande partie les restites réfractaires pour former le magma initial.
3. Le liquide individualisé de composition granodioritique se refroidit et est affecté par des processus de cristallisation fractionnée. Des portions du magma se différencient en abandonnant un extrait et donneront les granodiorites les plus acides et les granites gris. D'autres portions incorporent cet extrait par dispersion; elles donneront les granodiorites les plus basiques.
4. A proximité des ceintures de roches vertes, le magma initial se contamine par assimilation de roches des ceintures et, durant sa cristallisation, par calcitisation.
5. Ce magma évolue par cristallisation fractionnée pour former finalement les granodiorites contaminées.

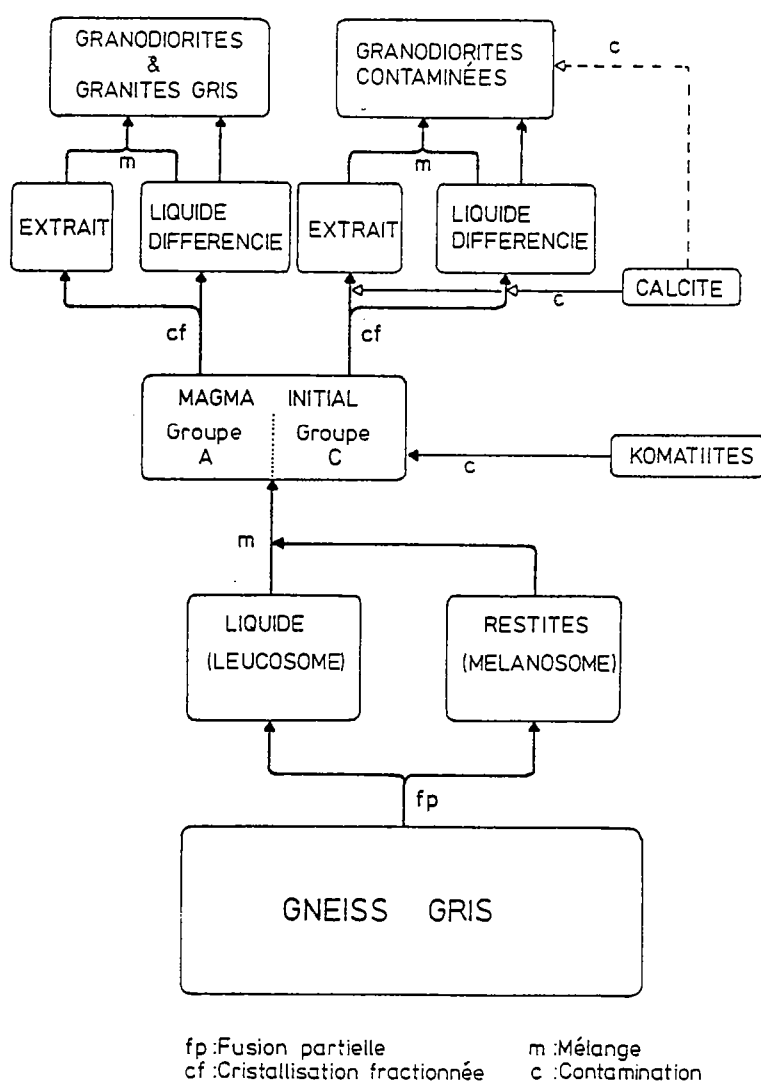


Tableau 35 : Schéma synoptique montrant l'origine et l'évolution des magmas granodioritiques de type Arola.

La calcitisation a pu se poursuivre après la cristallisation totale des granodiorites contaminées.

Enfin, le fait que la contamination n'ait affecté qu'une partie des roches et que l'évolution géochimique soit propre à chacun des groupes de granodiorites implique qu'il n'existait pas à l'origine, une seule et unique chambre magmatique.



## CHAPITRE II

## LE VOLCANISME DE LUOMA

Comme je l'ai précisé au début de ce mémoire, l'étude faite ici du volcanisme de Luoma, n'est pas exhaustive. Elle permet de dégager et de souligner les caractères communs aux volcanites de Luoma et aux granodiorites d'Arola, expressions d'un seul et même événement magmatique.

## I - DONNEES PETROLOGIQUES SOMMAIRES

C'est dans la ceinture de Suomussalmi, située la plus au Nord (cf. Fig.3), que les volcanites de Luoma sont le mieux exposées. Elles affleurent au sein des ceintures, principalement en bordures de celles-ci (Fig.59).

Du point de vue structural, les volcanites sont déformées par la phase 2 (F2). Elles se sont donc mises en place dans le contact socle-ceinture de façon précoce ou contemporaine à la phase 2 de déformation.

Les roches sont le plus souvent des tuffs; des passées laviques leur sont quelquefois associées (Blais et al., 1977a, b). Dans la partie supérieure de la pile, les volcanites riches en phyllites, ont un aspect de schistes tuffacés, laissant présumer pour ces roches une origine volcano-sédimentaire (tuffites).

La texture primaire des laves est souvent mal conservée (recristallisations tardives). Seuls de rares échantillons montrent une texture microlitique. Le grain est généralement très fin avec la présence occasionnelle de phénocristaux (textures microgrenue, microgrenue porphyrique).

Les minéraux essentiels sont: le quartz (parfois en cristaux automorphes); le plagioclase (oligoclase) en phénocristaux ou en microlites, toujours très altéré. Plus

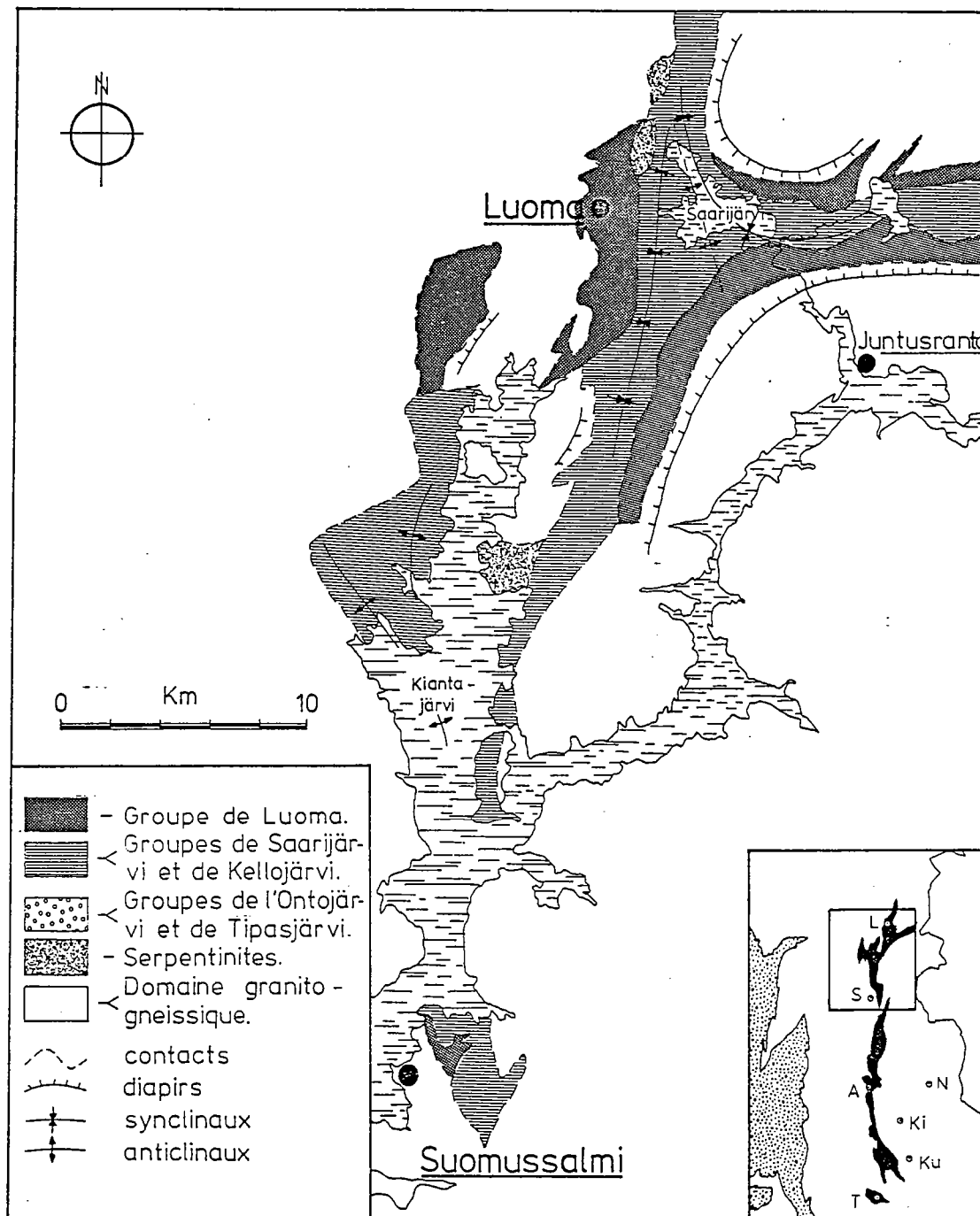


Figure 59 : Carte géologique de la ceinture de roches vertes de Suomussalmi (extraite de Taipale et al., 1981).

ou moins abondants, on trouve aussi un feldspath alcalin, de la biotite, de la chlorite, de l'épidote et de la muscovite. En moindre quantité, du sphène, de l'apatite, du rutile et du zircon. Certains échantillons contiennent de la hornblende verte en cristaux poecilitiques ainsi que de la calcite.

Des fragments lithiques sont parfois inclus dans les roches.

Les associations minéralogiques sont semblables à celles des granodiorites d'Arola. La position cartographique des volcanites et la présence de calcite dans ces roches font qu'elles s'apparentent aux granodiorites du groupe C (contaminées).

## II - ETUDE COMPAREE DES VOLCANITES DE LUOMA ET DES GRANODIORITES D'AROLA

### A - LES DONNEES RADIOMETRIQUES ET ISOTOPIQUES

Les données radiométriques et isotopiques relatives aux volcanites et aux plutonites sont déterminantes et permettent d'affirmer que ces deux groupes de roches résultent d'un même épisode magmatique (isochrones, voir étude géochronologique).

En effet, l'âge Rb-Sr des volcanites est de  $2,50 \pm 0,16 (2\sigma)$  Ga (Martin et Querré, 1984), âge confirmé par la méthode du plomb commun appliquée à ces roches (Vidal et al., 1980; Martin et Querré, 1984). Il est identique à ceux obtenus sur les massifs granodioritiques (Suomussalmi:  $2,51 \pm 0,11 (2\sigma)$  Ga; Martin et al., 1983a; Arola-Hiisijärvi:  $2,50 \pm 0,07 (2\sigma)$  Ga, Martin et Querré, 1984).

Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial des volcanites ( $0,7050 \pm 0,004 (2\sigma)$ ) est semblable à ceux des granodiorites de type Arola (Suomussalmi:  $0,7049 \pm 0,008 (2\sigma)$ ; Arola-Hiisijärvi:  $0,7030 \pm 0,0006 (2\sigma)$ ). De plus, la valeur élevée de ce rapport plaide en faveur d'une origine par remobilisation des gneiss anciens, tout comme les granodiorites d'Arola (voir Fig.46).

### B - LES ELEMENTS MAJEURS (Tab.36)

Nous disposons de 17 analyses de volcanites provenant principalement de la ceinture de Suomussalmi (Jahn et al., 1980; S. Blais, comm. pers.) (localisation: cf. annexe).

Les volcanites sont de compositions andésitiques à rhyolitiques.

N° Zch.	S 70*	S 64	S 162*	S 71	S 17	S 852	S 19	S 18	S 160	S 26	S 29*	S 98*	S 518	S 259	S 853b	S 853a	S 855		$\bar{x}$ 17	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	57,50	57,80	58,60	58,90	62,60	65,24	65,40	66,20	66,90	67,80	68,10	73,10	73,10	75,10	77,07	78,19	78,56		67,66	6,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,76	16,39	15,04	16,13	15,68	18,34	15,51	16,12	15,16	15,47	15,23	15,72	15,45	14,25	12,26	11,48	11,41		15,02	1,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7,44	7,97	7,28	6,82	3,78	4,04	4,22	4,19	2,79	2,91	3,79	1,37	1,60	1,37	1,88	1,75	2,24		3,85	2,18
MnO	0,11	0,14	0,12	0,11	0,10	0,07	0,04	0,03	0,04	0,05	0,09	0,05	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03		0,06	0,04
MgO	5,16	3,69	3,58	3,93	1,14	1,45	2,69	2,79	1,13	1,73	2,16	0,70	0,80	0,30	0,40	1,94	0,41		2,00	1,40
CaO	5,18	5,20	5,84	5,88	4,50	3,09	1,47	0,71	2,49	2,16	3,32	1,51	1,74	0,93	0,93	0,81	0,32		4,51	1,88
Na <sub>2</sub> O	4,73	2,89	3,96	3,93	6,73	3,74	5,04	4,15	4,63	6,12	5,40	6,05	6,28	6,14	2,66	1,56	2,65		2,71	1,46
K <sub>2</sub> O	1,32	2,14	1,91	1,63	1,56	1,96	1,55	2,36	2,30	0,85	0,40	1,30	0,56	1,15	3,75	1,70	3,36		1,75	0,85
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,83	0,89	0,74	0,47	0,72	0,45	0,48	0,40	0,37	0,38	0,19	0,23	0,16	0,16	0,15	0,14		0,44	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,24	0,33	0,23	0,13	0,07	0,12	0,11	0,12	0,05	0,08	0,05	0,05	0,09	0,02	0,03	0,03		0,11	0,08
P.F.	1,49	1,98	0,83	1,22	4,31	1,25	3,03	2,70	2,21	1,24	1,41	0,68	0,43	0,78	1,32	1,77	1,06		1,63	0,95
Total	99,55	99,27	98,38	99,52	101,00	99,97	99,52	99,84	98,17	98,75	100,36	100,72	100,66	100,20	100,48	99,4	100,21		99,74	
Zr																				
QzAbOrAn	73,67	78,24	75,65	77,67	83,52	85,52	81,69	79,57	88,88	89,10	89,09	94,88	94,34	95,62	93,88	85,14	92,77			
Qz	8,05	16,76	13,30	13,28	9,46	27,40	23,30	27,61	24,47	21,90	25,05	28,81	29,68	32,82	44,72	58,04	49,07			
Or	7,81	12,65	11,29	9,65	9,23	11,59	9,17	13,96	13,59	5,03	2,36	7,70	3,31	6,81	22,18	10,06	19,88			
Ab	39,98	24,42	33,46	33,22	56,88	31,60	42,60	35,08	39,14	51,72	45,64	51,14	53,08	51,90	22,48	13,18	22,40			
An	17,83	24,41	17,60	21,52	7,95	14,93	6,62	2,92	11,68	10,45	16,04	7,23	8,37	4,09	4,50	3,86	1,42			
An & berylites	30,8	50,0	34,5	39,3	12,3	32,1	13,4	7,7	23,0	16,8	26,0	12,4	13,6	7,3	16,7	22,7	6,0			
Zr	24,39	19,05	21,90	20,63	13,17	13,2	14,80	17,57	7,08	8,41	9,86	5,16	5,49	3,80	5,28	12,49	6,38			

Tableau 36 : Compositions chimiques en éléments majeurs des volcanites de Luoma (principalement de la ceinture de Suomussalmi).

● d'après Jahn et al., 1980

autres analyses : comm. pers. S. Blais

\* fer total sous forme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

#### a - Le diagramme AFM

L'affinité calco-alkaline du cycle volcanique de Luoma a déjà été établie par Blais et al., (1977a,b), Jahn et al., (1980). Dans le diagramme A.F.M. (Fig.60), les points représentatifs des volcanites se placent dans le champ des séries calco-alkalines. Bien que montrant une légère dispersion, la tendance générale ainsi définie est très semblable à celle des granodiorites contaminées.

#### b - Le triangle Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*-MgO-TiO<sub>2</sub>x10

Ce diagramme utilisé pour l'ensemble granodioritique, m'a permis de distinguer les roches contaminées des non contaminées.

En replaçant les volcanites de Luoma dans ce diagramme (Fig.61), on constate que leurs points représentatifs se situent en majorité le long de la droite joignant les komatiites aux granodiorites non contaminées. Comme pour les granodiorites d'Arola, ce caractère traduit la contamination des volcanites par des roches komatiitiques.

Le grand étalement des points le long de la droite de mélange peut s'expliquer par des degrés variables de contamination pour les volcanites; ce qui implique pour ces roches, une source non homogène.

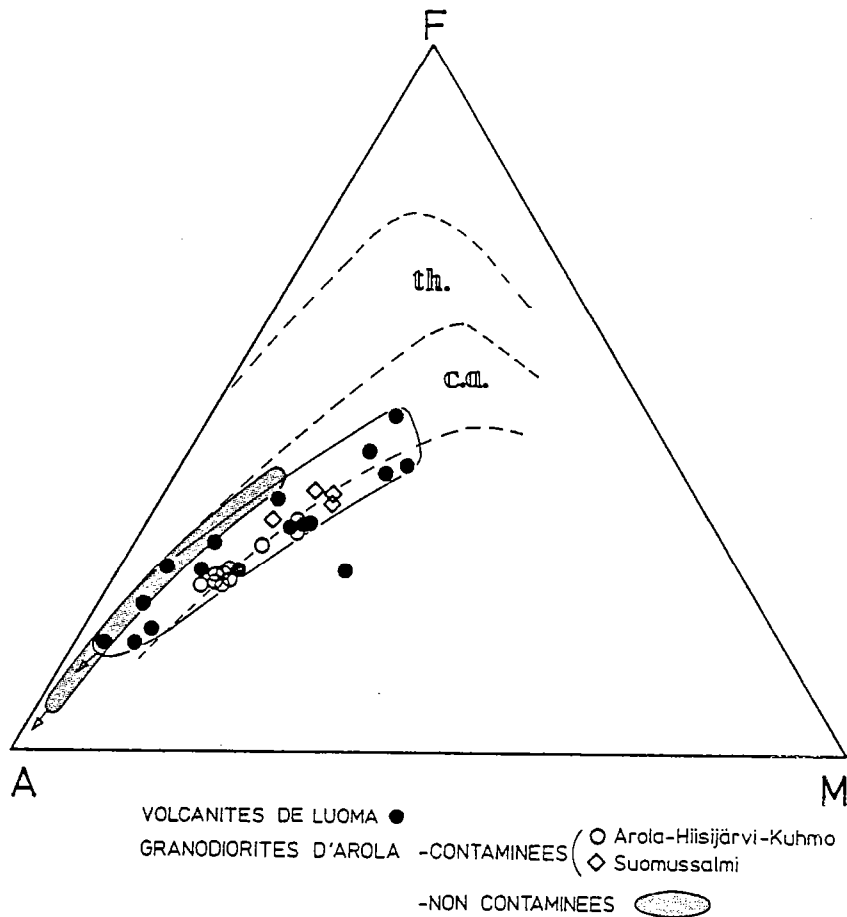


Figure 60 : Diagramme A.F.M montrant l'affinité calco-alkaline du cycle volcanique de Luoma et le même type d'évolution que celui des granodiorites d'Arola contaminées (Groupe C).

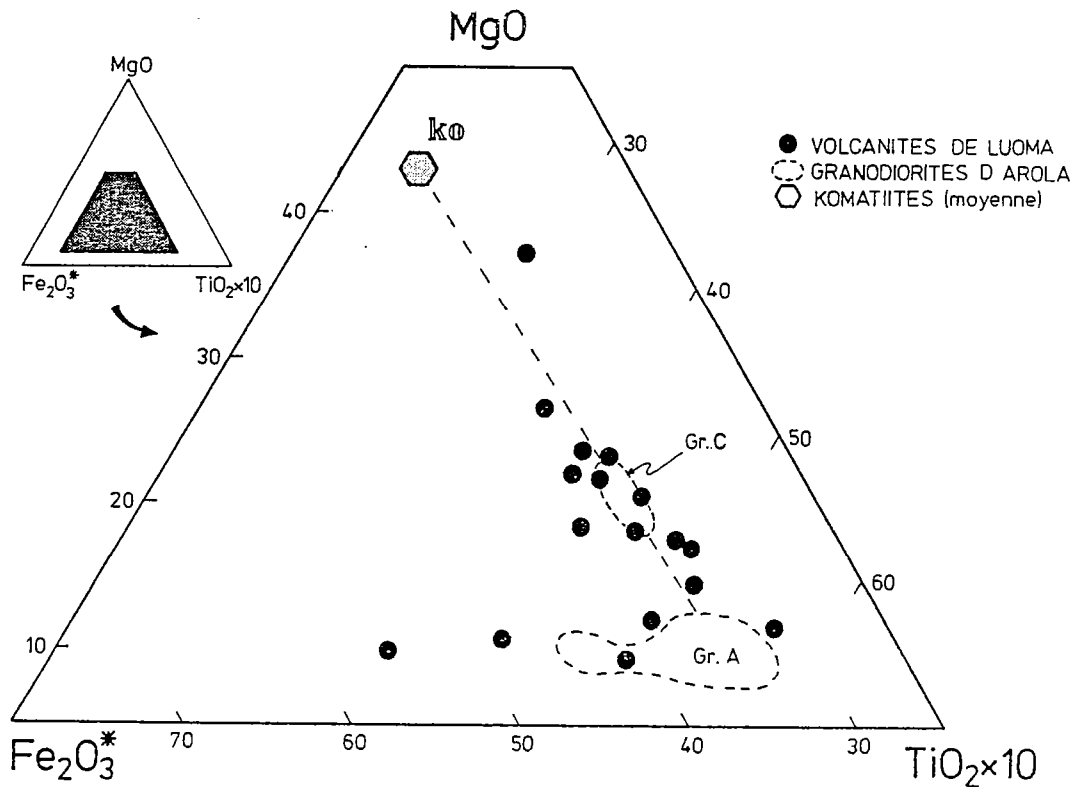


Figure 61 : Diagramme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO - TiO<sub>2</sub> × 10 mettant en évidence le caractère contaminé des volcanites de Luoma par des roches komatiitiques, caractère semblable à celui observé pour les granodiorites d'Arola.

c - Les diagrammes (oxydes)=F(SiO<sub>2</sub>), (Fig.62)

Tous les graphes, excepté K<sub>2</sub>O=F(SiO<sub>2</sub>) dans lequel on observe une très forte dispersion, montrent que les volcanites de Luoma définissent une lignée semblable à celle des granodiorites contaminées.

Cependant, des différences subsistent entre les deux groupes de roches. Elles sont pour les plus importantes:

- une gamme de composition couverte par les volcanites beaucoup plus étendue que celle de la série granodioritique;
- une dispersion maximum des points pour les alcalins et CaO;
- une cassure dans l'évolution des teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* et Na<sub>2</sub>O.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ces différences:

- le degré de contamination par calcitisation et comme nous l'avons vu, par assimilation de roches komatiitiques n'est pas identique pour les volcanites et les granodiorites.

- la présence d'une fraction sédimentaire dans les volcanites contribue à l'étalement des points.

- l'altération météorique des roches volcaniques qui est souvent très forte (mobilisation préférentielle des alcalins et des alcalino-terreux par lessivage).

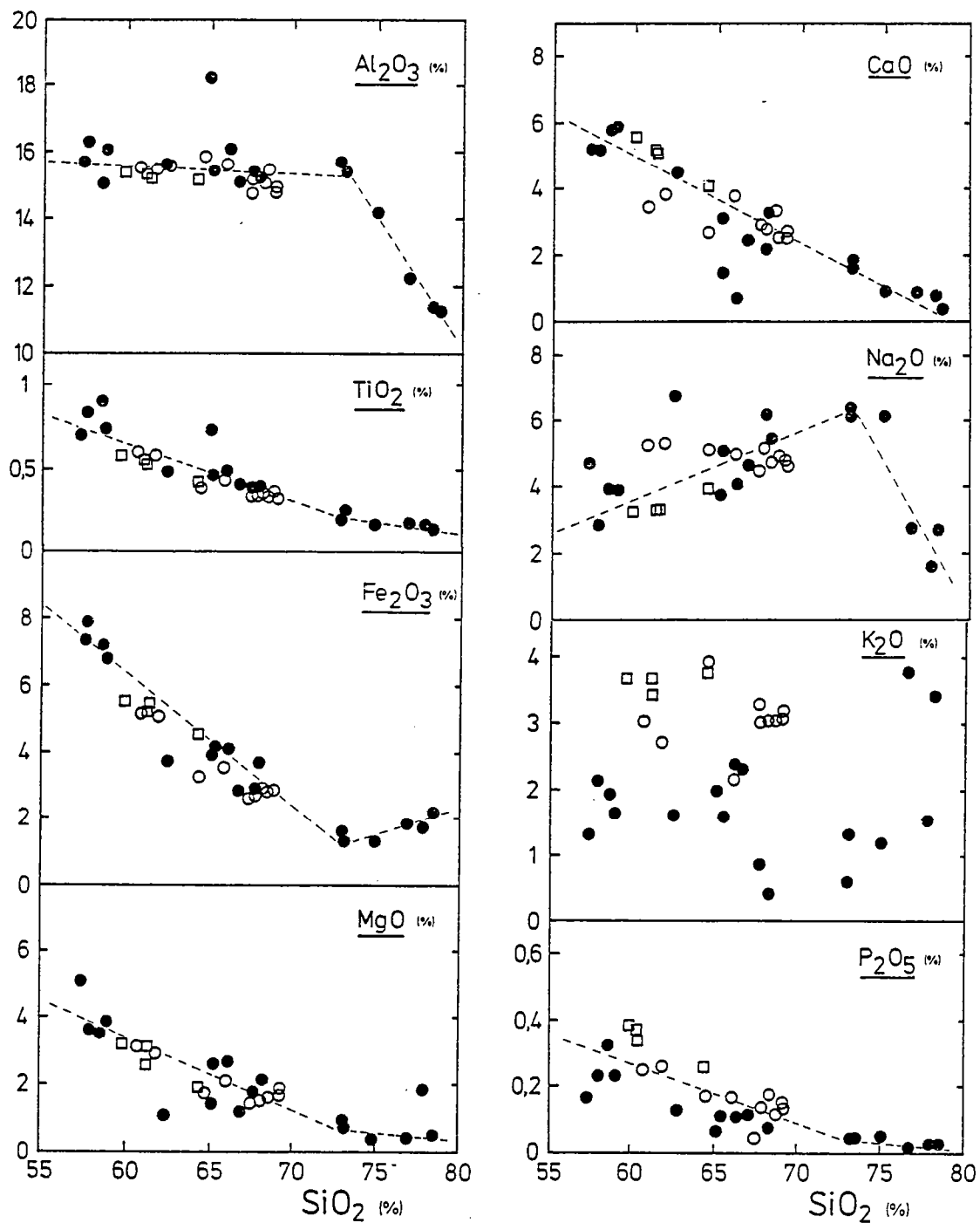
- les volcanites ne sont pas issues d'une source homogène, strictement identique à celle des granodiorites. Martin (1985) montre en particulier que la fusion des gneiss, suivant son degré, peut produire des liquides relativement pauvres en K<sub>2</sub>O, expliquant ainsi les faibles teneurs en cet élément dans certaines volcanites.

- la cassure à environ 73% de SiO<sub>2</sub> peut résulter d'un changement brusque des phases minérales qui cristallisent durant le processus de cristallisation fractionnée.

Quoi qu'il en soit, les tendances définies par les volcanites de Luoma et les granodiorites contaminées d'Arola sont suffisamment proches ou même confondues pour que l'on puisse affirmer qu'il existe un lien génétique entre les deux groupes de roches.

C - LES ELEMENTS EN TRACES (Tab.37).

Trois diagrammes ont été retenus afin de souligner les analogies géochimiques existant entre les volcanites de Luoma et les granodiorites d'Arola: le diagramme (K%)=F(Rb), les spectres de Terres Rares et le graphe ( $\sum$  T.R.)=F(SiO<sub>2</sub>%).



- VOLCANITES DE LUOMA
- GRANODIORITES D'AROLA-HIISIJÄRVI (Gr.C)
- " DE SUOMUSSALMI

Figure 62 : Diagrammes (oxyde) =  $f(\text{SiO}_2)$  montrant l'évolution géochimique des volcanites de Luoma, comparable à celle des granodiorites contaminées d'Arola.

N° Ech.	S 70	S 64	S 162	S 71	S 17	S 852	S 19	S 18	S 160	S 26	S 29	S 98	S 518	S 259	S 853b	S 853a	855		X	σ
Nb	-	-	-	-	-	(7)	-	-	-	-	-	-	-	-	14	13	14		12	3
Zr	130	158	191	148	98	210	99	99	99	110	40	83	90	71	283	258	253		143	70
Y	23	28	26	26	13	26	10	10	11	8	15	12	10	9	38	21	34		19	9
Sr	532	398	312	414	265	211	247	180	397	159	226	273	207	195	70	87	63		249	126
Rb	37	72	48	51	27	47	30	50	48	24	(5)	35	23	32	127	105	122		52	34
Co	10	tr	10	10	14	17	16	17	18	20	27	18	25	22	22	10	18		17	5
V	124	128	123	121	70	71	66	68	40	43	45	18	32	10	(3)	(2)	(1)		57	44
Ni	-	-	-	-	22	12	28	31	13	23	22	10	7	(3)	(6)	(2)	(4)		14	10
Cr	220	142	120	245	71	23	79	79	26	66	71	297	18	9	(4)	(4)	(1)		87	88
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		-	-
K %	1,10	1,78	1,59	1,35	1,30	1,63	1,29	1,96	1,91	0,71	0,33	1,08	0,47	0,96	3,11	1,41	2,79		1,455	0,708
K/Rb	296	247	330	265	480	346	429	392	398	294	664	308	202	298	245	134	229		427	191
Rb/Sr	0,070	0,181	0,154	0,123	0,102	0,223	0,121	0,278	0,121	0,151	0,022	0,128	0,111	0,164	1,814	1,207	1,937		0,135	0,056

Tableau 37 : Compositions chimiques en éléments-traces des volcanites de Luoma.

● d'après Jahn et al. (1980)

autres analyses : comm. pers. S. Blais.

$$(K\%) = f(Rb)(Fig.63).$$

Dans ce diagramme, les volcanites et les granodiorites contaminées définissent une lignée unique, évoluant au dessus de la tendance principale ("Main Trend") de Shaw (1968). Seuls, deux échantillons se distinguent de l'ensemble. Si on fait abstraction de ceux-ci, les rapports K/Rb des volcanites sont de l'ordre de 230 à 500, identiques à ceux des granodiorites contaminées. Ces valeurs sont plus élevées que celles du rapport K/Rb des granodiorites non contaminées ( $150 \leq K/Rb \leq 285$ ).

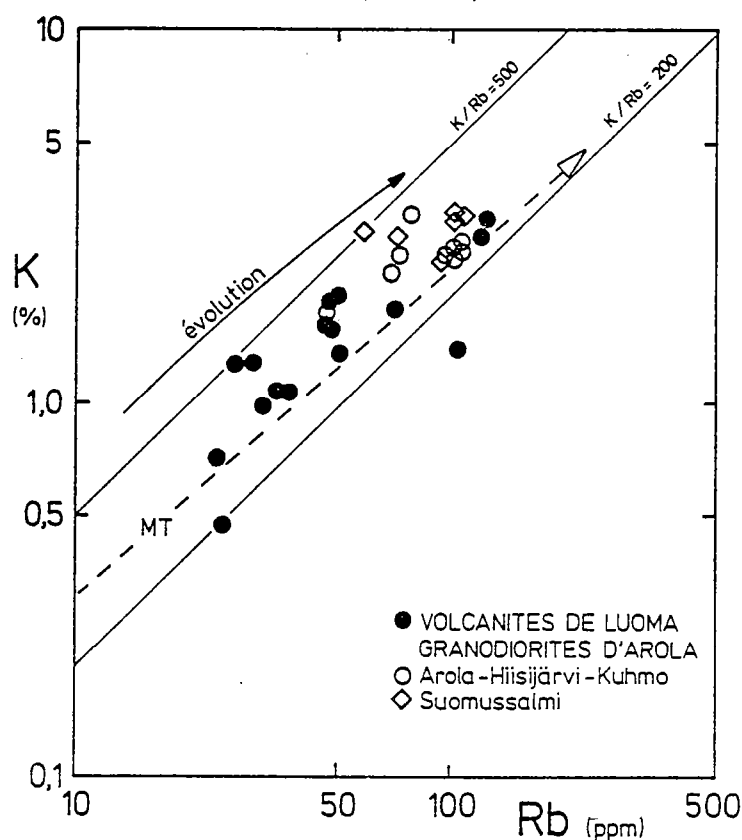


Figure 63 : Les volcanites de Luoma replacées dans le diagramme  $(K\%) = f(Rb)$  ; M.T. : "Main Trend" de Shaw (1968). Les granodiorites contaminées de type Arola sont figurées pour comparaison.



L'étalement des points est plus important pour les volcanites du fait de la gamme étendue de composition couverte par la série.

### Les Terres Rares

Les analyses des échantillons S162, S29 et S98 sont extraites de Jahn et al. (1980). Deux analyses nouvelles (S64, S160) viennent compléter ces données. L'ensemble des compositions en Terres Rares est présenté dans le tableau 38.

N° Ech.	S 64°	S 162 <sup>+</sup>	S 160°	S 29 <sup>+</sup>	S 98 <sup>+</sup>
La	29	55,9	25,4	23,9*	12,0*
Ce	56	116,2	47	42,9	24,4
Nd	26,3*	46,5	16	16,5	11,1
Sm	5,1	6,85	2,57	2,69	1,84
Eu	1,53	1,59	0,78	0,694	0,522
Gd	4,14*	4,83	1,71*	1,804	1,15
Tb	0,59	0,74*	0,21	0,24*	0,14*
Dy	-	3,84	-	1,15	0,599
Er	-	2,12	-	0,60	0,256
Yb	2,43	1,825	0,75	0,607	0,227
Lu	0,36	0,257	0,11	0,096	0,036
ΣT.R.**	125,45	234,69	94,53	89,43	51,42
(Eu/Eu*)	1,00	0,81	1,08	0,92	1,03

Tableau 38 : Concentrations en Terres Rares dans les volcanites de Luoma (teneurs en ppm).

+ Extrait de Jahn et al. (1980)  
(dilution isotopique)

° ce travail (activation neutronique)

\* valeurs inter- ou extrapolées

\*\* ΣTR = La + Ce + Nd + Sm + Eu + Gd + Tb + Yb + Lu

Si on compare les spectres des volcanites à ceux des granodiorites (Fig.64), on constate qu'ils sont dans leur ensemble parallèles à subparallèles. Ils dessinent une concavité pour les Terres Rares lourdes, caractère non visible pour les granodiorites et S29 puisque Dy et Er n'ont pas été dosés (activation neutronique).

Les anomalies en europium sont faibles à nulles, que ce soit pour les volcanites ou les granodiorites.

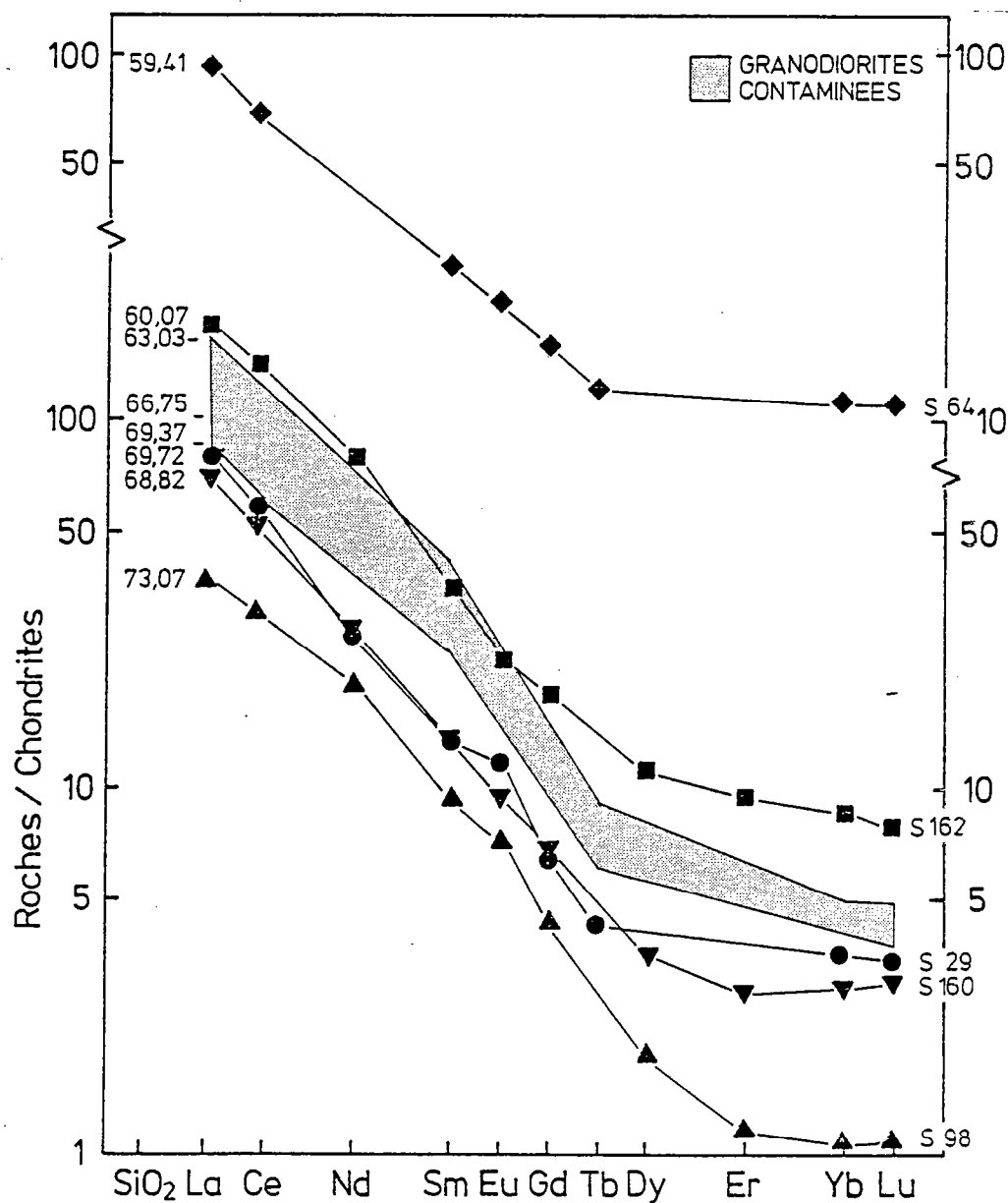


Figure 64 : Comparaison des spectres de Terres Rares des volcanites de Luoma avec ceux des granodiorites contaminées d'Arola. (teneurs normalisées aux chondrites).

Le diagramme ( $\sum T.R. = f(SiO_2\%)$ ).

Un caractère significatif est la corrélation négative qui existe entre les teneurs en Terres Rares et l'indice de différenciation  $SiO_2$  (voir Fig.64). Pour les granodiorites, toutes les teneurs en Terres Rares diminuent à silice croissante; ce qui est également le cas pour les volcanites de Luoma, exception faite de l'échantillon S64, le plus basique.

Si l'on figure l'ensemble des roches dans un diagramme ( $\sum T.R. = f(SiO_2\%)$ ), on remarquera que les points représentatifs des volcanites se placent dans le prolongement de la lignée définie par les granodiorites contaminées (Fig.65). Quant à la roche la plus basique (S64), son point représentatif s'écarte nettement de la droite de corrélation, tout en se rapprochant de celui des roches komatiitiques. Un degré élevé de contamination peut expliquer sa composition.

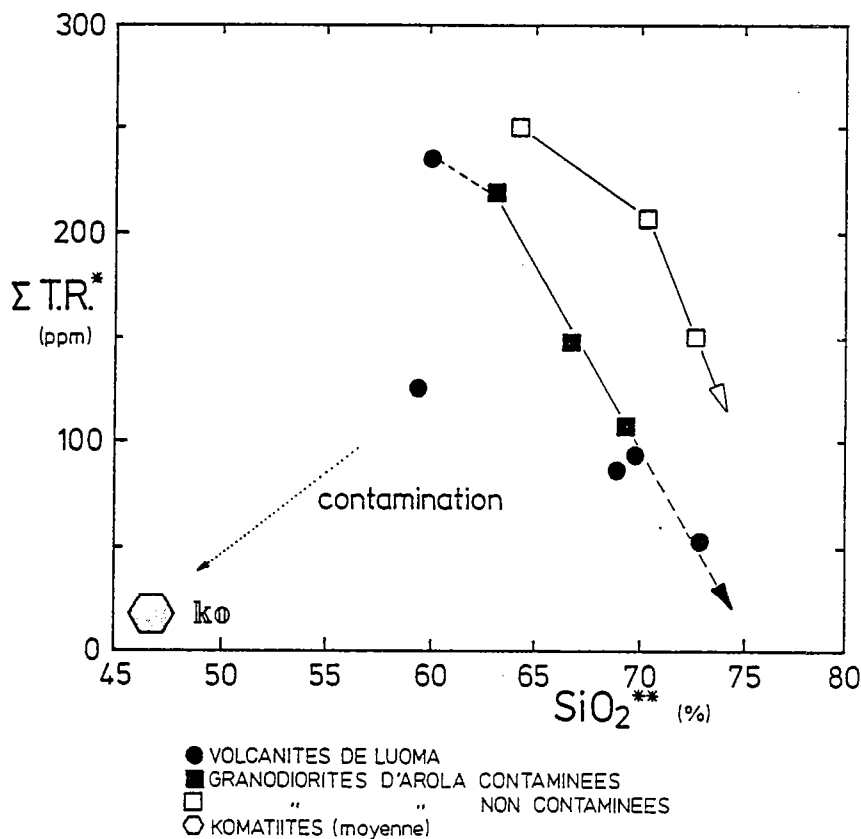


Figure 65 : Les volcanites de Luoma dans le diagramme ( $\sum T.R. = f(SiO_2)$ ) montrant leur affinité avec les granodiorites contaminées d'Arola.

### III - CONCLUSION

Bien que cette étude ne soit pas exhaustive, les observations tirées des analyses pétrographique, isotopique, radiométrique et géochimique convergent toutes vers l'hypothèse suivant laquelle les volcanites de Luoma représentent des équivalents effusifs des granodiorites de type Arola; ceci malgré quelques différences.

L'âge obtenu sur les volcanites de Luoma (2,5Ga) ainsi que le cogénéisme du volcanisme intermédiaire à acide et du plutonisme granodioritique permettent de placer le cycle volcanique calco-alcalin au sommet de la colonne lithostratigraphique des ceintures. Les roches des séries komatiitique et tholéitique sont en effet datées à 2,65Ga (Vidal et al., 1980). La succession ainsi définie est en accord avec les conclusions de Blais et al. (1977a,b). La position du volcanisme de Luoma n'est donc pas conforme au schéma stratigraphique proposé par Taipale et al., (1980) qui considèrent les volcanites de Luoma comme le groupe le plus ancien des ceintures (cf. Tab.1).

Les contraintes isotopiques fixent l'origine du ou des magmas parents des volcanites de Luoma par remobilisation des gneiss anciens (type Kivijärvi). Ceci permet de rejeter l'hypothèse d'une éventuelle source basaltique pour ces roches (voir Jahn et al., 1980).

Enfin, reste le problème de l'existence de volcanites et de plutonites équivalentes, juxtaposées à un même niveau d'érosion. Cette question sera abordée lors de la quatrième partie de ce mémoire.

## CHAPITRE III

## LE PLUTONISME LEUCOGRANITIQUE (TYPE AROLA)

## I - ORIGINE DU MAGMA PARENT - CONTRAINTES ISOTOPIQUES

Comme pour le plutonisme granodioritique, les résultats de l'étude isotopique Rb-Sr sont particulièrement déterminantes pour l'origine du magma parent des leucogranites.

Ces roches sont datées à  $2,41 \pm 0,04 (2\sigma)$  Ga; leur rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial est de  $0,708 \pm 0,02 (2\sigma)$  (Martin et Querré, 1984). Bien que l'erreur sur ce rapport soit relativement grande, sa valeur élevée permet de rejeter une origine soit mantellique, soit par fusion partielle des roches tholéitiques et komatiitiques des ceintures.

Un magma ayant un tel rapport isotopique initial ne peut donc être produit que par le recyclage de la croûte sialique.

A partir du diagramme  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})=F(T)$  (Fig.66), les observations faites à propos des granodiorites d'Arola peuvent être renouvelées: les gneiss de Naavala bien que très radiogéniques, sont trop jeunes pour produire le magma parent des leucogranites. Seul le socle le plus ancien, c'est-à-dire les gneiss de Kivijärvi, peut engendrer à 2,41Ga un magma dont le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,708.

L'analyse radiométrique et isotopique fixe donc l'origine du magma parent des leucogranites: il s'agit de la palingénèse des gneiss de type Kivijärvi.

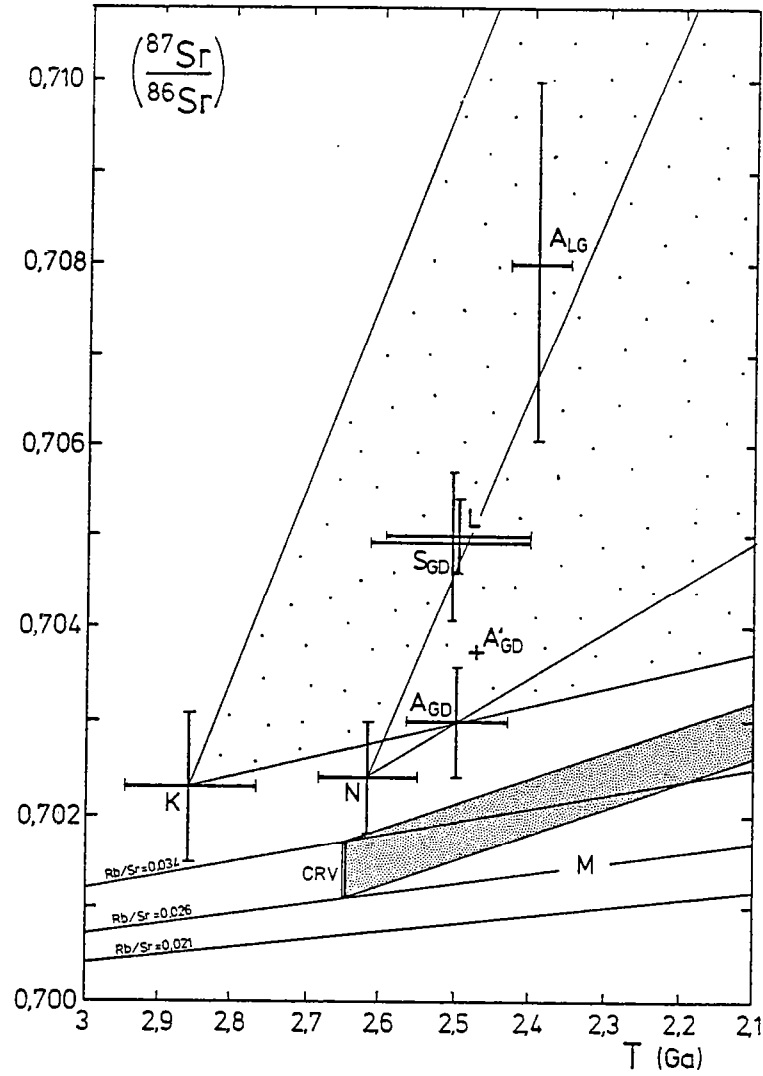


Figure 66 : Diagramme  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = f(T)$  fixant l'origine des leucogranites d'Arola ( $A_{LG}$ ) par palinogénèse des gneiss anciens de type Kivijärvi.

(M: manteau ; C.R.V. : ceinture de roches vertes ; K : gneiss de type Kivijärvi ; N : gneiss de type Naavala ; Granodiorites de type Arola ;  $A_{GD}$  : Arola-Hiisijärvi,  $A'_{GD}$  : Arola-Hiisijärvi non contaminées,  $S_{GD}$  : Suomussalmi ; L : volcanites de Luoma ;  $A_{LG}$  : leucogranites de type Arola.

## II - PROCESSUS DE DIFFERENCIATION

Comme nous l'avons vu auparavant, une des principales caractéristiques des leucogranites de type Arola est leur grande homogénéité pétrographique et géochimique.

Leur gamme de composition est très peu étendue (variation maximum de  $\text{SiO}_2$  inférieure à 4%). Ces différences peuvent être dues à plusieurs phénomènes:

- une amorce de cristallisation fractionnée;
- une hétérogénéité des roches parentes, les gneiss (les divers échantillons proviennent en effet de plusieurs petits massifs);
- des taux de fusion partielle des gneiss légèrement différents.

Aucun argument valable ne permet de faire prévaloir l'un de ces phénomènes qui, de plus, peuvent se conjuguer. Aussi, je m'intéresserai essentiellement à la fusion des gneiss, principal mécanisme générateur des leucogranites de type Arola.

En conséquence, les leucogranites sont comparés chimiquement aux gneiss de Kivijärvi et à leurs leucosomes.

### A - GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS

Dans les divers diagrammes (oxyde) = F( $\text{SiO}_2$ ) (Fig.67), les points représentatifs des leucogranites dessinent une légère tendance en se disposant autour d'une droite passant par le point représentatif des gneiss de Kivijärvi (composition moyenne). Cette caractéristique tend à montrer qu'il existe effectivement un lien génétique entre ces deux ensembles lithologiques.

Les leucogranites ont des compositions voisines de celles de la moyenne des leucosomes; ce qui conforte l'hypothèse de leur origine par fusion des gneiss.

Quelques différences géochimiques existent entre ces deux types de roches: les leucogranites sont, par rapport aux leucosomes:

- plus riches en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Fer total),  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{TiO}_2$ ;
- légèrement appauvris en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Ces différences s'expriment par la présence dans les leucogranites, d'une petite fraction de biotite, minéral inexistant dans les leucosomes; ce qui est en accord avec les données pétrographiques (composition modale  $\sim$  3% de biotite dans les granites).

Au cours de la genèse du magma leucogranitique, la biotite a donc participé à la fusion des gneiss.

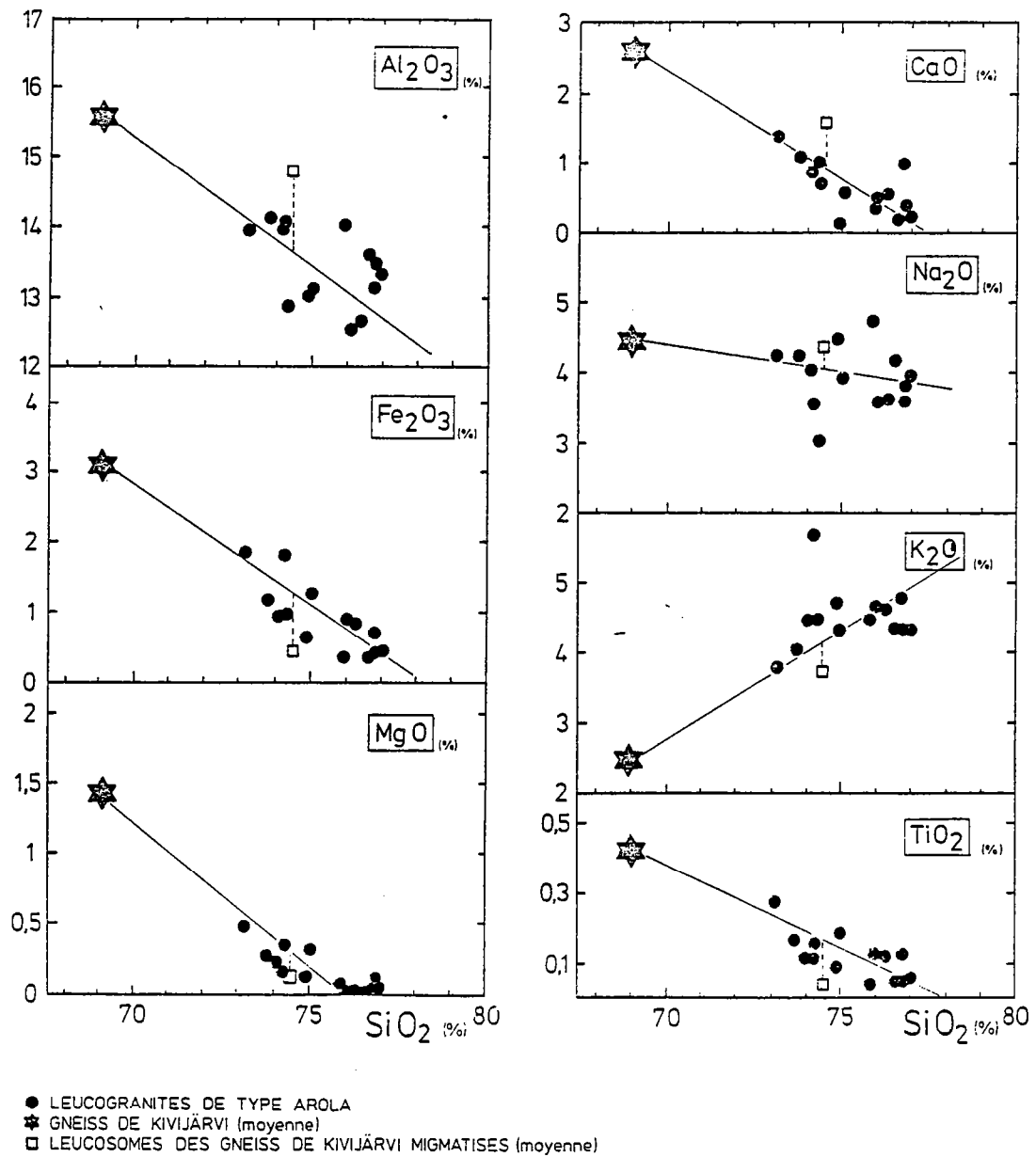


Figure 67 : Les leucogranites de type Arola dans les diagrammes (oxyde) =  $f(\text{SiO}_2)$  comparés aux gneiss de Kivijärvi et à leurs leucosomes (moyennes des gneiss de Kivijärvi et des leucosomes d'après Martin, 1985).



## B - GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS EN TRACES

La comparaison des teneurs en rubidium et en strontium des gneiss, leucosomes et leucogranites permet de confirmer les conclusions précédentes.

- Dans les diagrammes  $(Rb)=F(SiO_2)$  et  $(Sr)=F(SiO_2)$  (Fig.68), les points des leucogranites dessinent une ébauche de tendance qui se dirige vers le point représentatif des gneiss, confirmant là encore, l'existence d'une relation génétique entre ces deux ensembles.

- Les leucosomes sont moins riches en rubidium et plus riches en strontium que les leucogranites. La participation d'un peu de biotite à la fusion explique ces variations, ce qui corrobore les observations faites auparavant.

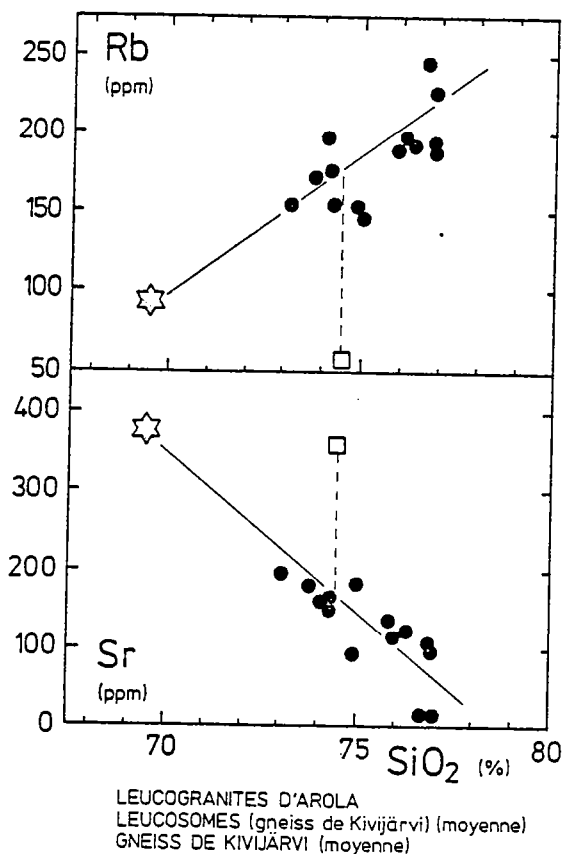


Figure 68 : Teneurs en strontium et en rubidium en fonction de celles en silice des leucogranites de type Arola. Pour comparaison : compositions des gneiss de Kivijärvi et de leurs leucosomes (compositions moyennes d'après Martin, 1985).

Les teneurs en Terres Rares des leucogranites sont tout à fait semblables à celles du leucosome. La figure 69 permet de comparer les différents spectres:

- les concentrations en Terres Rares lourdes sont identiques,
- les teneurs et le fractionnement en Terres Rares légères du leucosome sont intermédiaires par rapport aux granites,
- l'anomalie négative en europium du leucosome ( $Eu/Eu^* = 0,50$ ) est identique à celle de l'échantillon G4.

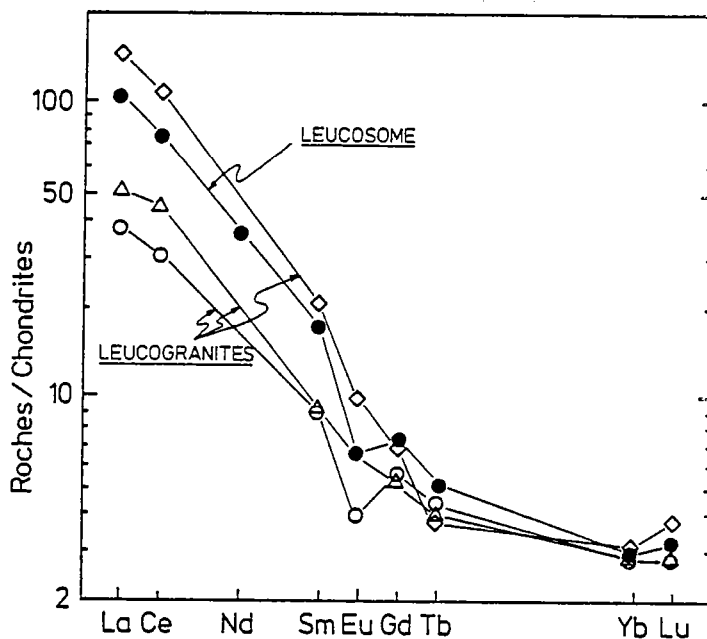


Figure 69 : Spectres de Terres Rares des leucogranites de type Arola comparés à celui d'un leucosome des gneiss migmatisés (leucosome : extrait de Martin, 1985).

Les caractères chimiques des leucogranites montrent que ces roches peuvent provenir de la fusion partielle des gneiss et qu'elles se rapprochent en composition des leucosomes des gneiss de Kivijärvi.

#### C - APPROCHE QUANTITATIVE

Afin de cerner précisément les divers paramètres liés à la genèse des leucogranites, je me référerai aux travaux sur l'anatexie expérimentale développés par Winkler (1979).

Cet auteur montre qu'à partir d'un gneiss pauvre en feldspath potassique ( $FK=6\%$ ,  $An\%=27\%$  pour le plagioclase), ce qui est le cas des gneiss de Kivijärvi, l'anatexie de cette roche à taux de fusion croissant produit des liquides de composition granitique, puis granodioritique et enfin trondhjemitique ( $P_{H_2O}=5kb$ ).

Quelques degrés au-dessus de la température du solidus, le feldspath alcalin a fondu totalement; le taux de fusion des gneiss est d'environ 20%, produisant un liquide de composition granitique semblable à celle des leucogranites d'Arola.

Il est donc possible d'appliquer ce modèle de fusion aux gneiss de Kivijärvi.

Les compositions minéralogiques des gneiss de Kivijärvi, des leucogranites d'Arola et du résidu à 20% de fusion des gneiss sont données dans la figure suivante (Fig.69b).

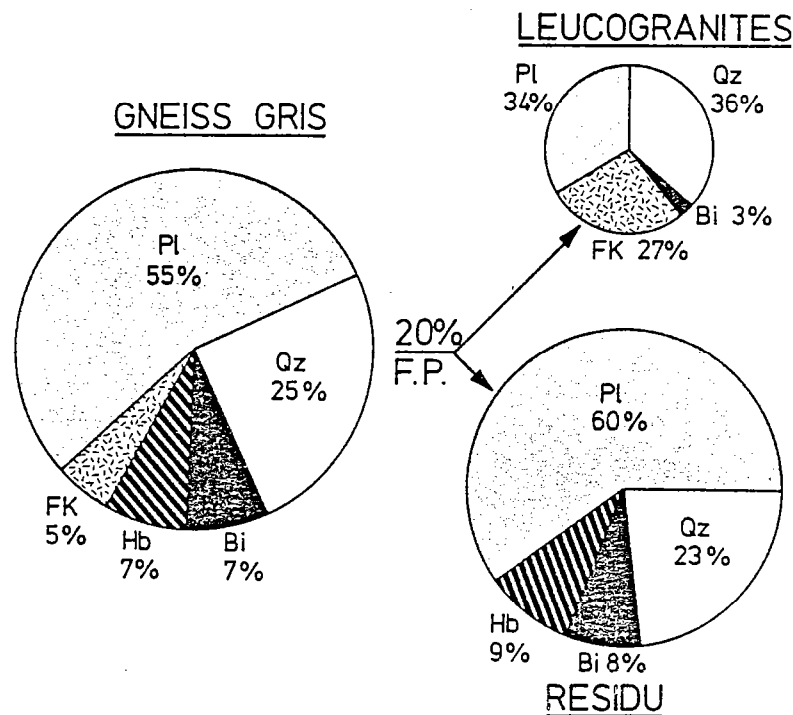


Figure 69b : Compositions minéralogiques des diverses roches dans le modèle théorique de fusion des gneiss appliqué aux leucogranites de type Arola.

Le modèle est testé à l'aide des Terres Rares en appliquant l'équation générale de fusion partielle (Shaw, 1970) (cf. équation 1).

Les calculs sont faits avec un résidu sans allanite ( $D_1, C_L^1$ ) (Tab.39). Le spectre obtenu par fusion partielle des gneiss est plus enrichi en T.R. légères que les leucogranites (Fig.70). Une infime quantité d'allanite dans le résidu suffit pour obtenir des coefficients de partage en T.R. légères proches ou supérieures à 1 ( $D_{La}^{allanite}=960$ ), tout en ayant un effet négligeable sur les teneurs en T.R. lourdes ( $D_{Yb}^{allanite}=54$ ). Le fait de laisser de l'allanite dans le résidu est tout à fait plausible quant on sait que les mélanosomes, résidus de fusion en équilibre avec les leucosomes, en contiennent toujours.

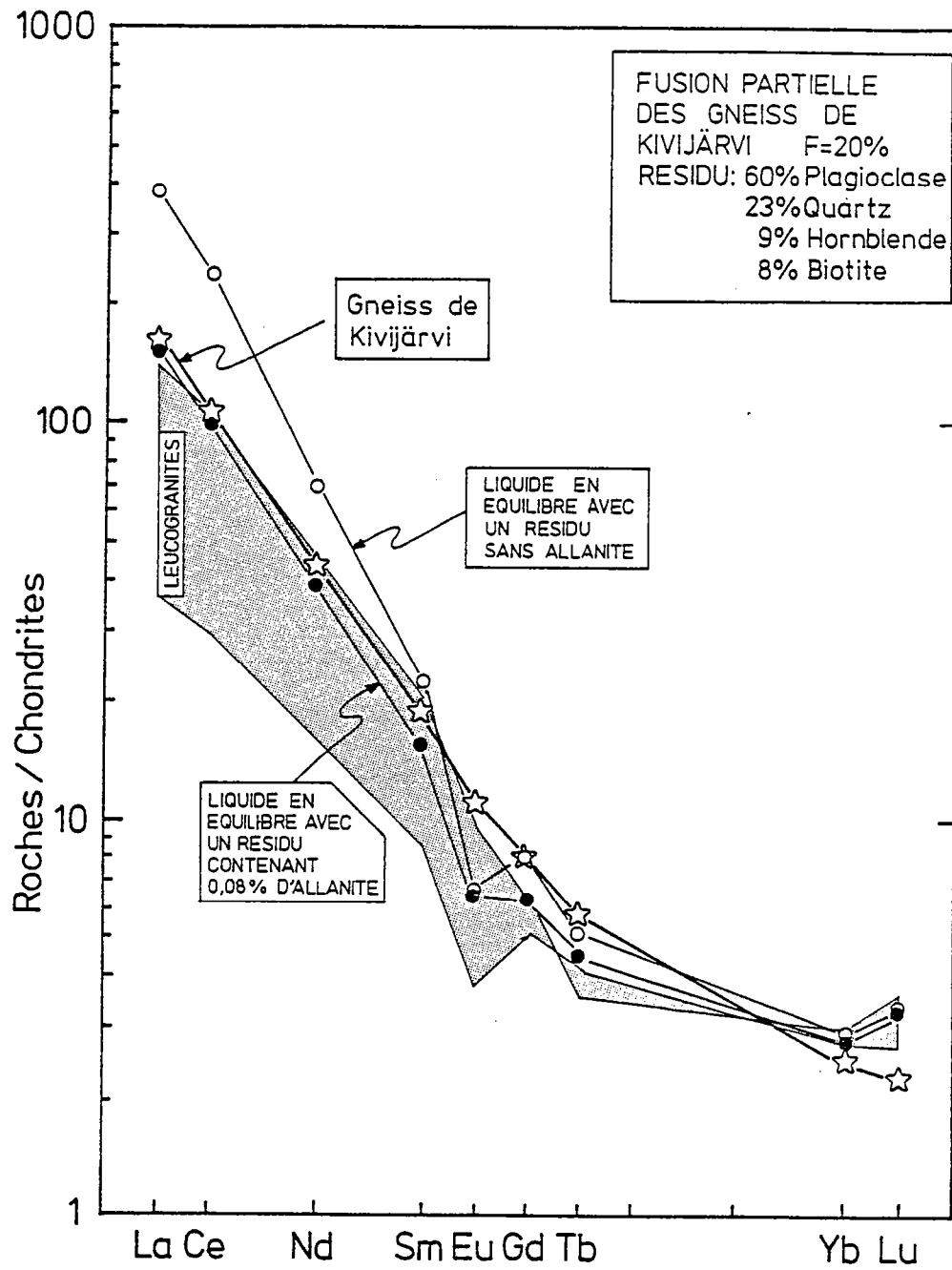


Figure 70 : Modèle théorique de fusion partielle des gneiss de Kivijärvi appliqué aux teneurs en Terres Rares. La gamme de compositions des leucogranites a été reportée pour comparaison.

F = 0,2	GNEISS + KIVIJÄRVI	D* 1	C <sub>L</sub> <sup>1</sup>	D* 2	C <sub>L</sub> <sup>2</sup>
La	165,2	0,29	382,4	1,06	157,6
Ce	107,3	0,32	235,3	1,08	100,8
Nd	43,5	0,53	69,7	1,13	39,4
Sm	18,6	0,80	22,1	1,29	15,1
Eu	11,14	1,77	6,9	1,82	6,5
Gd	8,17	0,98	8,3	1,41	6,2
Tb	5,81	1,11	5,3	1,32	4,6
Yb	2,50	0,82	2,9	0,86	2,8
Lu	2,27	0,55	3,5	0,58	3,4

## RESIDU DE FUSION

1 : 60 % Pl + 23 % Qz + 9 % Hb + 8 % Bi

2 : 60 % Pl + 23 % Qz + 9 % Hb + 8 % Bi + 0,08 % All.

\* Les coefficients de partage minéraux/liquide utilisés (Arth et Hanson 1975) sont ceux présentés dans le tableau 29.  
Pour le quartz, ils sont considérés comme nuls.  
+ moyenne d'après Martin 1985.

Tableau 39 : Fusion expérimentale des gneiss de type Kivijärvi.  
Les terres rares.

Le spectre obtenu avec 0,08% d'allanite dans le résidu est très comparable à celui de l'échantillon G16. Un léger fractionnement d'allanite ou des proportions différentes de ce minéral dans le résidu peuvent expliquer les spectres moins fractionnés.

Les compositions en Terres Rares des leucogranites sont donc compatibles avec le modèle de fusion.

### III - CONCLUSION

L'étude pétrogénétique des leucogranites de type Arola, du fait en particulier des contraintes isotopiques ( $I_{Sr}$  élevé), montre que ces roches sont issues de la palingénèse des gneiss anciens.

La fusion partielle des gneiss de Kivijärvi va produire le magma parent des leucogranites dont la composition est très voisine de celle des leucosomes des migmatites. Le faible taux de fusion invoqué est cohérent avec les faibles volumes de leucogranites observés en Finlande orientale.

L'homogénéité pétrographique et géochimique de ces roches en est la principale caractéristique; ce qui permet de confirmer que la fusion partielle est bien le mécanisme essentiel ayant régi la genèse des leucogranites de type Arola.

QUATRIEME  
PARTIE

SYNTHESE  
DANS UNE PERSPECTIVE  
GEODYNAMIQUE





Les données et résultats acquis au cours de cette étude ont permis de caractériser les différentes formations magmatiques tardives du Kainuu. A partir de ces données, peut-on tenter une interprétation géodynamique, reconstituer l'évolution fini-archéenne de cette région afin de l'intégrer dans un schéma global retraçant l'histoire géologique du Kainuu?

Deux périodes magmatiques principales postérieures au cycle basique à ultrabasique des ceintures, ont été mises en évidence:

- un magmatisme d'affinité calco-alkaline à 2,5Ga (Arola-Luoma);
- un plutonisme leucogranitique à 2,4Ga (Arola).

## I - LE MAGMATISME CALCO-ALCALIN D'AROLA-LUOMA

### NATURE ET ORIGINE

Le magmatisme d'Arola-Luoma, daté à 2,5Ga, se manifeste par:

- un plutonisme granodioritique (type Arola),
- un volcanisme intermédiaire à acide (type Luoma).

Les rapports isotopiques initiaux du strontium élevés plaident en faveur d'une origine par recyclage de la croûte sialique ancienne.

Le magma initial de composition granodioritique, est engendré par la fusion partielle à taux élevés, des gneiss gris (type Kivijärvi) qui constituent la croûte ancienne.

Une partie du magma ainsi formé, évolue par cristallisation fractionnée. Au cours de la cristallisation, le cumulat ne s'est pas individualisé mais coexiste avec le liquide différencié. Ce processus aboutit à la formation d'une série de roches à compositions granodioritique et granitique. Ce sont les granodiorites porphyroïdes de type Arola appartenant au groupe A, qui se mettent en place essentiellement dans le socle gneissique.

Dans les zones situées à proximité des ceintures de roches vertes, le magma initial est affecté par des phénomènes de contamination. Il s'agit d'une part de l'assimilation de roches des ceintures (komatiites) par le magma initial. Ce magma, par conséquent plus basique que celui du groupe A des granodiorites, se différencie par cristallisation fractionnée.

D'autre part, une calcitisation se produit durant la cristallisation du magma, pouvant se poursuivre après la fin de cristallisation.

Cette évolution particulière aboutit aux granodiorites porphyroïdes du groupe C (type Arola), roches observées à l'interface socle gneissique - ceintures de roches vertes.

Les volcanites de Luoma qui présentent de nombreux caractères chimiques communs avec les granodiorites contaminées, se mettent en place sous forme de tuffs. Elles affleurent actuellement au sein des ceintures de roches vertes.

## II - MODE DE MISE EN PLACE ET CADRE GEODYNAMIQUE

Les caractères structuraux des massifs granodioritiques m'ont permis de les qualifier de syntectoniques. Leur mise en place est contemporaine d'un événement tectonométamorphique important qui affecte les ceintures et les gneiss anciens.

D'autre part, l'association dans le temps et dans l'espace d'un plutonisme et d'un volcanisme de même nature et d'affinité calco-alcaline, ne peut être due au hasard. A partir de là, deux hypothèses sont envisagées:

- la tectonique des plaques opérerait à l'Archéen et de tels magmas calco-alcalins ne peuvent être produits que dans des zones de convergence de plaques, actuellement les zones de subduction;
- la tectonique des plaques n'opérerait pas et il faut alors envisager un autre phénomène.

Afin d'élucider ce problème, les deux interprétations sont discutées successivement.

## A - LA SUBDUCTION

Dans le cas d'une subduction, la croûte océanique serait représentée par les piles volcaniques basiques à ultra-basiques des ceintures, la croûte continentale par le socle gneissique ancien. Les magmas parents des granodiorites d'Arola et des volcanites de Luoma seraient issus de la fusion partielle soit de la plaque océanique plongeante, soit de la partie du manteau hydraté située au dessus de celle-ci.

Ce premier modèle se heurte à un bon nombre d'objections d'ordres divers:

**Structures:** la tectonique associée à un phénomène de subduction est le plus souvent tangentielle c'est-à-dire des plans, des surfaces et des directions de déformation peu pentés. Or dans le socle de Finlande orientale, la phase majeure de déformation (F2 de Bertrand et al., 1978) contemporaine du magmatisme d'Arola-Luoma est à composante verticale à sub-verticale. Les ceintures se présentent alors sous l'aspect d'un synforme étroit, allongé Nord-Sud; la schistosité de plan axial est verticale à subverticale; les flancs des ceintures sont en contacts anormaux avec le domaine granito-gneissique adjacent, parfois affectés de failles normales cisailantes (Blais et al., 1977a; Bertrand et al., 1978).

Les massifs granodioritiques masquant le contact socle-ceintures peuvent être fortement tectonisés (structures verticales). Quand ils ne sont pas déformés, leur foliation primaire (structures de flux) est verticale, parallèle aux flancs des ceintures.

**Cartographie:** dans le cadre d'une subduction et quelle que soit l'origine des magmas (fusion partielle de la plaque plongeante ou du manteau), le magmatisme calco-alcalin se développe à l'aplomb de la plaque océanique plongeante et donc d'un seul côté de la fosse (disposition asymétrique).

Les granodiorites de type Arola se sont mises en place et affleurent indifféremment de part et d'autre des ceintures de roches vertes ou bien même dans celles-ci pour les volcanites de Luoma.

**Géochimie:** le magmatisme calco-alcalin associé aux zones de subduction définit généralement une polarité géochimique dans la répartition des plutonites et volcanites. La composition des roches formées évolue suivant leur position par rapport à la fosse (Kuno, 1960; Sugimura, 1960, 1968; Dickinson, 1968; Miyashiro, 1972; Gill, 1981). A teneurs en silice équivalentes, les pourcentages en potassium, par exemple, tendent à augmenter au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la fosse.

Cette répartition spécifique n'est pas observée dans les formations magmatiques d'Arola-Luoma.

**Pétrologie:** toujours dans le cadre d'une subduction, les magmas calco-alcalins sont issus de la fusion partielle soit de la croûte océanique plongeante (Coast, 1962; Green et Ringwood, 1968; Dickinson, 1970; Wyllie, 1983), soit d'un manteau hydraté situé au-dessus de la plaque lithosphérique plongeante (Poldevaart, 1955; O'Hara, 1965; Yoder, 1969; Wyllie, 1983; Graviou, 1984).

D'une part, cette hypothèse n'est pas conforme aux conclusions de l'étude isotopique et géochimique qui attribue l'origine des magmas calco-alcalins d'Arola-Luoma au recyclage de la croûte continentale (les gneiss gris anciens).

D'autre part, la formation des magmas calco-alcalins nécessite l'intervention d'une masse très importante de roches basiques dans le processus de fusion partielle d'une plaque océanique subductée. Ceci est en contradiction avec l'existence d'un proto-rift océanique représenté actuellement par les ceintures du Kainuu (Blais et al., 1977a; Martin et Querré, 1984; Martin et al., 1984). Ces auteurs considèrent en effet que la formation d'un vaste océan dont les roches du cycle volcanique basique à ultra-basique des ceintures resteraient les seuls témoins, peut être totalement écartée.

Enfin, il semble difficile de produire un important volume de roches de composition intermédiaire à acide par fusion partielle de roches komatiitiques, prédominantes dans les ceintures de Finlande orientale.

**Géodynamique:** si on admet le modèle de subduction pour expliquer le magmatisme calco-alcalin d'Arola-Luoma, il faut supposer qu'auparavant, un plancher océanique suffisamment important se soit formé et qu'ensuite la fermeture complète de cet océan se soit opérée. Un renversement total de régime géodynamique (distensif à compressif) sur une période de moins de 100Ma semble dans ce cas difficile.

Les contraintes imposées par le modèle actuel de subduction ne sont en aucun cas compatibles avec les caractères propres aux manifestations magmatiques d'Arola-Luoma.

## B - LA SAGDUCTION

Ce modèle géodynamique a été proposé par Gorman et al. (1978). Il permet d'expliquer les structures observables actuellement dans les ceintures de roches vertes archéennes et ce dans divers cratons archéens du globe (Rhodésie, Afrique du Sud, Australie, Canada). Ce modèle est fondé sur des modèles expérimentaux de Ramberg (1967, 1971, 1973).

### 1 - Présentation du modèle

La sagduction est un modèle dans lequel la gravité est le moteur géodynamique

essentiel.

Les piles de roches mafiques à ultramafiques se mettent en place en surface, sur un substratum tonalitique; la croûte sialique (Fig.71a). Un gradient inverse de densité se forme: les roches mafiques à ultramafiques très denses ( $d \sim 2,9-3,0$ ) reposant sur un socle qui l'est beaucoup moins ( $d \sim 2,7$ ).

Quand la pile volcanique atteint une épaisseur critique (5 à 7 km d'après Gorman et al., 1978), une instabilité est créée: les roches volcaniques tendent à s'enfoncer dans la croûte sialique par diapirisme inverse (Fig.71b.e). Cette "rétrusion" entraîne une partie de la croûte sialique jusqu'à un niveau tel que l'anatexie s'y développe, produisant des magmas calco-alcalins.

Ce modèle, spécifique à l'Archéen, permet de prendre en compte toutes les contraintes fournies par les caractères géologiques des magmatites d'Arola-Luoma, qu'elles soient structurales, cartographiques, géochimiques, pétrologiques, métamorphiques ou géodynamiques.

## 2 - Sagduction et magmatisme d'Arola-Luoma

Il y a environ 2,65-2,60Ga, toutes les conditions étaient réalisées pour qu'un phénomène de sagduction puisse se développer au sein de la croûte de Finlande orientale:

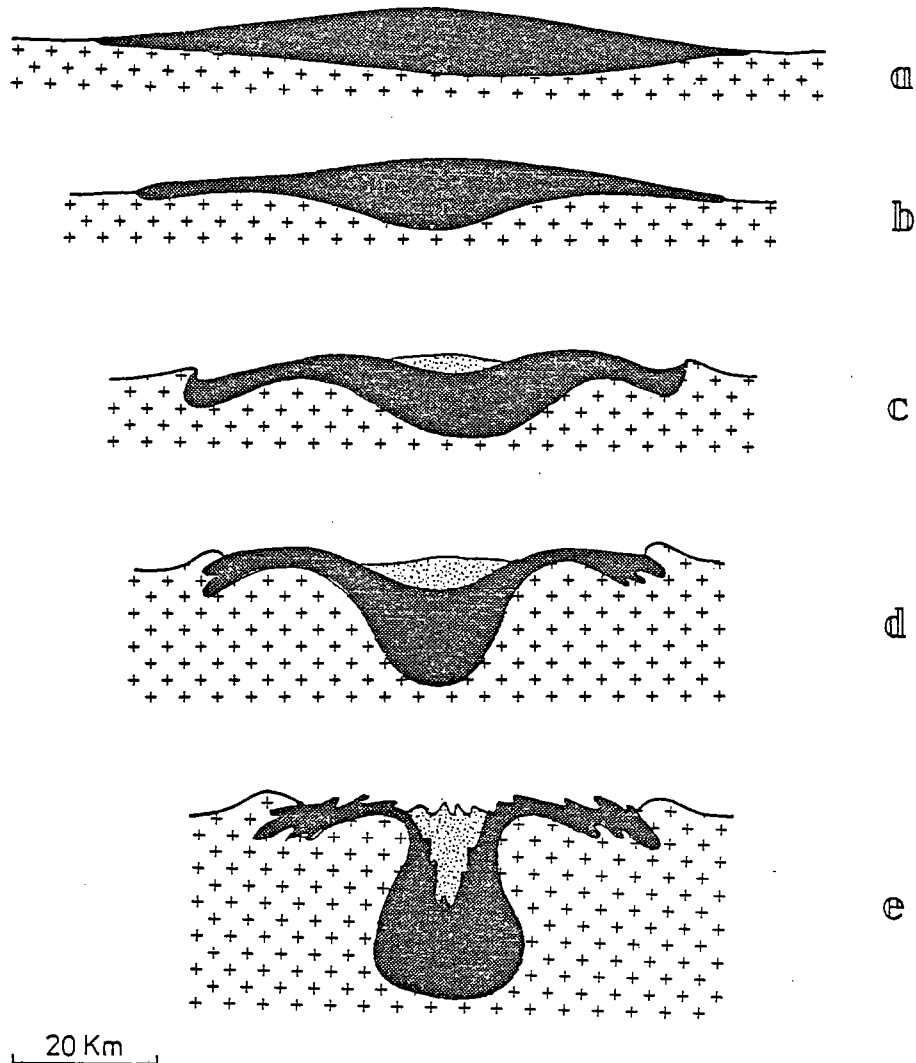
- les piles volcaniques du cycle inférieur des ceintures se sont mises en place dans un contexte de rift proto-océanique (Blais et al., 1977a). Elles sont formées de roches de très haute densité, des komatiites ( $d \sim 3,3$ ) des tholéites ( $d \sim 2,9$  à 3,0).

- ces volcanites reposent sur une croûte sialique amincie représentée à l'heure actuelle par les vieux gneiss gris (types Kivijärvi-Naavala). Ces roches de la série T.T.G., ont une densité spécifique de l'ordre de 2,7.

- l'épaisseur estimée des ceintures du Kainuu est de 5000m à 6000m (Blais et al., 1977a; Taipale et al., 1980).

- leur extension en surface devait être à l'origine beaucoup plus importante que le laisse supposer leur extension actuelle, ainsi qu'en témoignent les nombreux affleurements épars de roches vertes disséminés dans le domaine granito-gneissique (Gaál et al., 1976; Hyppönen, 1973, 1976, 1978).

Le temps nécessaire pour qu'un empilement volcanique de ce type puisse se faire est relativement court, de l'ordre de 50Ma (Arth et Hanson, 1975).



SEDIMENTS & VOLCANITES D'AFFINITE CALCO-ALCALINE



PILES VOLCANIQUES DES CEINTURES DE ROCHES VERTES



CRUTE CONTINENTALE DE NATURE TONALITIQUE

Figure 71 : Le modèle de sagduction d'après Gorman et al. (1978).

Le magmatisme calco-alcalin d'Arola-Luoma est daté à 2,5Ga. Si cet âge traduit les derniers stades de l'évolution tectonique des ceintures, la sagduction s'est développée sur une période d'environ 100Ma ou moins.

Les caractères géologiques actuels du socle archéen du Kainuu sont tout à fait cohérents avec ce que prévoit le modèle de sagduction (Fig.71 et 72).

#### Structures des ceintures et du socle adjacent

Les ceintures de roches vertes de Finlande orientale reposent en synforme étroite sur un socle granito-gneissique. Leur niveau d'érosion actuel se situerait dans la mésozone-catazone. La tectonique est en effet à dominante verticale (axes de plis, schistosité, foliation). Les ceintures tendant à s'enfoncer, sont affectées sur leurs bordures de failles normales.

Le modèle implique la présence à la périphérie des ceintures, de petites structures synclinales de part et d'autre de l'axe central de la subsidence (cf. fig.71e). Les affleurements de roches vertes observés dans le domaine granito-gneissique du Kainuu (Wilkman, 1921; Matisto, 1958; Hyppönen, 1973, 1976, 1978) peuvent représenter les racines de ces synclinaux qui ont été presque totalement érodés.

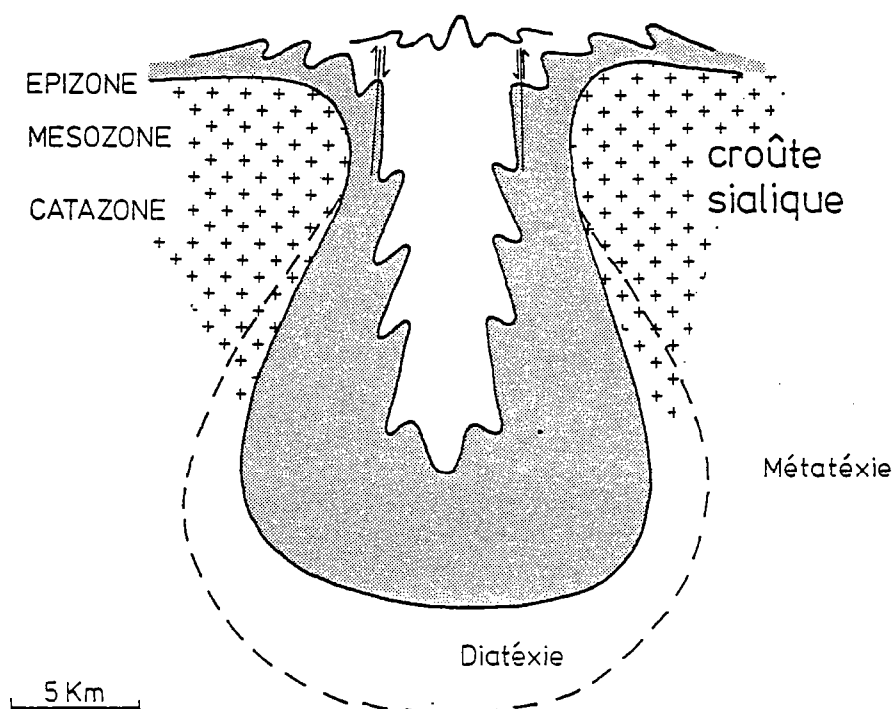


Figure 72 : Structures des ceintures de roches vertes archéennes au terme de leur subsidence dans la croûte sialique (d'après Gorman et al., 1978).

La présence à l'interface socle-ceinture de plutons granodioritiques dont certains sont tectonisés et d'autres pas, suppose que le plutonisme s'est étalé dans le temps; les premiers s'étant mis en place avant la fin de la sagduction. Ce caractère est en accord avec un modèle de subsidence continue.

#### Origine des magmas calco-alcalins d'Arola-Luoma

La sagduction provoque la remobilisation du socle tonalitique adjacent (Fig.72; Gorman et al., 1978), ce qui est cohérent avec les conclusions obtenues dans ce travail. Les magmas parents des granodiorites d'Arola et des volcanites de Luoma sont issus de la fusion partielle du socle gneissique (gneiss de Kivijärvi).

Plusieurs facteurs peuvent expliquer la remobilisation du socle gneissique:

- (i) le diapirisme vers le bas des roches vertes va entraîner celles-ci en profondeur ainsi qu'une partie des gneiss. Les profondeurs atteintes sont telles que l'anatexie va pouvoir s'y développer et ainsi donner naissance aux magmas calco-alcalins.
- (ii) Gorman et al. (1978) montrent qu'au niveau des bordures des ceintures se produit une importante augmentation du gradient géothermique due au contraste entre les roches mafiques et ultramafiques et la croûte sialique.
- (iii) Avant la sagduction, les piles volcaniques reposent horizontalement sur la croûte sialique (Fig.71a). Cette disposition ne contribue pas à faciliter la remontée du flux de chaleur provenant du manteau. Au fur et à mesure que la subsidence se développe, les structures se verticalisent, facilitant ainsi la remontée du flux calorifique (Fig.71e).
- (iv) les roches des ceintures amenées dans des niveaux structuraux profonds subissent une déshydratation. L'eau ainsi libérée, migre dans la croûte sialique adjacente et par là même provoque ou facilite sa fusion.
- (v) comme le font remarquer Gorman et al. (1978), la sagduction entraîne un raccourcissement latéral de la croûte sialique et des ceintures (voir Fig.71) ainsi qu'un surépaississement crustal. Ces deux phénomènes peuvent ainsi favoriser la fusion des gneiss.

Au cours des derniers stades de la sagduction, tous ces facteurs se conjuguent et provoquent la formation des magmas calco-alcalins par remobilisation crustale.

#### Contamination des magmas calco-alcalins

Une partie des magmas calco-alcalins a été contaminée par assimilation de roches komatiitiques, phénomène limité aux abords des ceintures. Le processus de sagduction met en contact direct une croûte sialique soumise à un degré élevé par la fusion et des roches komatiitiques appartenant aux ceintures, facilitant ainsi la contamination des magmas calco-alcalins.



Il subsiste toutefois le problème du physique du mélange. Les températures de fusion des roches basiques à ultra-basiques sont en effet très élevées (de 1600°C à 1000°C) alors qu'elles ne sont que d'environ 800°C pour les granodiorites et tonalites. Deux interprétations peuvent être envisagées :

- le magma granodioritique en cours de formation entraîne des fragments de roches komatiitiques. Ces xénolithes sont alors totalement dilacérés et incorporés dans le liquide. Les enclaves amphibolitiques arrondies observées dans les granodiorites d'Arola et qui ont des compositions proches des komatiites, montrent des traces d'assimilation. Elles représenteraient dans ce cas les témoins de ce phénomène. Ce type de relation roches granitiques/roches basiques à ultrabasiques est également observé aux abords des ceintures archéennes d'Abitibi (Capdevila, com. orale).

- Gorman et al. (1978) montrent que lors de la subsidence des roches volcaniques, une partie de celles-ci peut se détacher et "couler" à des niveaux profonds de la croûte (20km ou plus) suffisamment pour provoquer leur fusion partielle et une assimilation.

Quel que soit le phénomène invoqué, on notera que la proportion de roches komatiitiques entrant dans le mélange n'est pas très élevée; elle est inférieure à 15% dans le cas des granodiorites d'Arola et ne concerne qu'une partie des roches.

#### Configuration géologique

La répartition des massifs granodioritiques de part et d'autre des ceintures est tout à fait compatible avec le modèle de sagduction qui, contrairement à la subduction, implique une répartition symétrique du magmatisme.

La présence des volcanites et des plutonites à un même niveau d'érosion suppose que la subsidence des piles volcaniques basiques à ultrabasiques s'est poursuivie après la mise en place des magmatites, les plaçant ainsi côte à côte. Cette conclusion est confirmée par le fait que le degré métamorphique du socle gneissique (métatexie à diatexie) est plus élevé que celui des ceintures (schistes verts à amphibolites faciès; Piquet, 1982).

Comme le montrent Gorman et al. (1978), les sédiments ont pu se déposer au sein des ceintures, durant leur subsidence.

#### Métamorphisme

Deux facteurs liés à la sagduction, peuvent expliquer le métamorphisme prograde des ceintures (stade 2 de Piquet, 1982):

- le resserrement et l'enfouissement des volcanites par subsidence;
- un métamorphisme de contact plus ou moins prononcé, développé par les masses plutoniques adjacentes.

Piquet (1982) montre que durant ce métamorphisme, les roches ultrabasiques des ceintures subissent des réactions de décarbonatation avec participation d'une phase fluide enrichie en  $\text{CO}_2$ . Ces fluides ont pu en partie migrer vers les zones adjacentes, contaminant les magmas calco-alcalins par calcitisation.

D'après Taipale et al. (1980), le degré métamorphique des ceintures du Kainuu est plus élevé au Sud qu'au Nord. La forme diverticulée de la ceinture de Suomussalmi située au Nord, témoignerait d'un niveau structural plus élevé (épizone-mésosome, Gorman et al., 1978) que dans le sud (mésosome-catazone); ce qui permettrait d'expliquer dans ce cas, la présence en plus grande quantité des volcanites de Luoma dans la ceinture de Suomussalmi.

En ce qui concerne la migmatisation des gneiss anciens dans les zones plus éloignées des ceintures, elle peut être interprétée de la manière suivante:

Les ceintures de roches vertes du Kainuu ne sont pas isolées mais font partie d'un réseau relativement dense de ceintures, se prolongeant en Carélie soviétique (voir Fig.4; Rybakov et Lobach-Zhuchenko, 1981). Si l'on invoque le modèle de sagduction pour l'ensemble des piles volcaniques, le raccourcissement et le surépaississement crustal qui s'en suit, sera suffisant pour provoquer une migmatisation du socle à grande échelle.

Enfin ce modèle, contrairement à la subduction, ne nécessite pas un changement radical du régime tectonique. Il est en accord avec l'hypothèse suivant laquelle les ceintures de roches vertes du Kainuu sont les témoins d'un rift proto-océanique.

Piquet (1982) montre que durant ce métamorphisme, les roches ultrabasiques des ceintures subissent des réactions de décarbonatation avec participation d'une phase fluide enrichie en  $\text{CO}_2$ . Ces fluides ont pu en partie migrer vers les zones adjacentes, contaminant les magmas calco-alcalins par calcitisation.

D'après Taipale et al. (1980), le degré métamorphique des ceintures du Kainuu est plus élevé au Sud qu'au Nord. La forme diverticulée de la ceinture de Suomussalmi située au Nord, témoignerait d'un niveau structural plus élevé (épizone-mésosome, Gorman et al., 1978) que dans le sud (mésosome-catazone); ce qui permettrait d'expliquer dans ce cas, la présence en plus grande quantité des volcanites de Luoma dans la ceinture de Suomussalmi.

En ce qui concerne la migmatisation des gneiss anciens dans les zones plus éloignées des ceintures, elle peut être interprétée de la manière suivante:

Les ceintures de roches vertes du Kainuu ne sont pas isolées mais font partie d'un réseau relativement dense de ceintures, se prolongeant en Carélie soviétique (voir Fig.4; Rybakov et Lobach-Zhuchenko, 1981). Si l'on invoque le modèle de sagduction pour l'ensemble des piles volcaniques, le raccourcissement et le surépaississement crustal qui s'en suit, sera suffisant pour provoquer une migmatisation du socle à grande échelle.

Enfin ce modèle, contrairement à la subduction, ne nécessite pas un changement radical du régime tectonique. Il est en accord avec l'hypothèse suivant laquelle les ceintures de roches vertes du Kainuu sont les témoins d'un rift proto-océanique.

### III - LE PLUTONISME LEUCOGRANITIQUE

Les leucogranites de type Arola datés à 2,4Ga, constituent un ensemble lithologique très homogène. Ils se mettent en place sous forme de nombreux petits massifs intrusifs dans le domaine granito-gneissique, massifs accompagnés d'un cortège filonien très développé (pegmatites, aplites). Aucune zonéographie géochimique n'est mise en évidence au sein des plutons qui ne présentent par ailleurs aucun indice de contamination.

Les leucogranites d'Arola ont une origine palingénétique: ils proviennent de la fusion partielle à faible taux des gneiss de Kivijärvi.

Ces roches ont été comparées géochimiquement à divers leucogranites (Sud-Armoricains, du Manaslu, de Galice) et montrent de nombreux caractères communs. De plus, leur origine semble très constante à travers le temps et l'espace: ils proviennent tous de l'anatexie de matériaux crustaux (Capdevila et al., 1973; Le Fort, 1973; Cocherie, 1978; Vidal et al., 1982; Vidal et al., 1984; Bernard-Griffiths et al., 1985; ce travail).

La genèse des leucogranites sud-armoricains et du Manaslu s'est fort probablement opérée dans un contexte géodynamique de collision (Le Fort, 1975; Cogné, 1977).

Aucun argument ne permet d'affirmer que les leucogranites de Finlande orientale se soient formés dans un contexte identique. En effet, aucune trace d'une phase de déformation associée à ce phénomène n'a été observée jusqu'alors, dans le craton archéen du Kainuu.

La mise en place des leucogranites représente l'ultime épisode magmatique archéen reconnu en Finlande orientale, pratiquement à l'aube des temps protérozoïques.



## CONCLUSION



## CONCLUSION

A la lumière des connaissances acquises sur l'ensemble des formations qui constituent le socle du Kainuu, l'histoire géologique de ce segment de croûte archéenne peut être résumée de la manière suivante (Tab.40):

- (1) Formation d'une croûte basaltique à partir du manteau (Martin, 1985).
- (2) Mise en place des T.T.G. du socle par fusion partielle de la croûte basaltique dans des zones de subduction. Ces T.T.G. sont ultérieurement gneissifiés et forment une épaisse croûte continentale (gneiss de Kivijärvi et de Naavala; Martin, 1985).
- (3) Sous l'effet d'un panache mantellique, la croûte sialique précédemment formée se fissure et permet la remontée des volcanites basiques à ultrabasiques.

Les ceintures de roches vertes du Kainuu qui constituent les témoins de cette activité volcanique, se sont mises en place dans un contexte de rift proto-océanique (Blais et al., 1977a).

- (4) Les laves denses des ceintures qui reposent sur la croûte sialique tendent à s'enfoncer dans celle-ci par subsidence, entraînant l'apparition du phénomène de sagduction.

De cet événement tectonométamorphique majeur résulte:

- . la structuration des ceintures de roches vertes;
- . la formation des magmas calco-alcalins par remobilisation de la croûte sialique (plutonisme d'Arola et volcanisme de Luoma) (ce travail);
- . un métamorphisme prograde dans les ceintures (Piquet, 1982) et la migmatisation des gneiss du socle (Martin, 1985);

- (5) Enfin, l'ultime épisode magmatique se traduit par la mise en place des leucogranites d'Arola issus de la remobilisation de faible ampleur des gneiss anciens (ce travail).



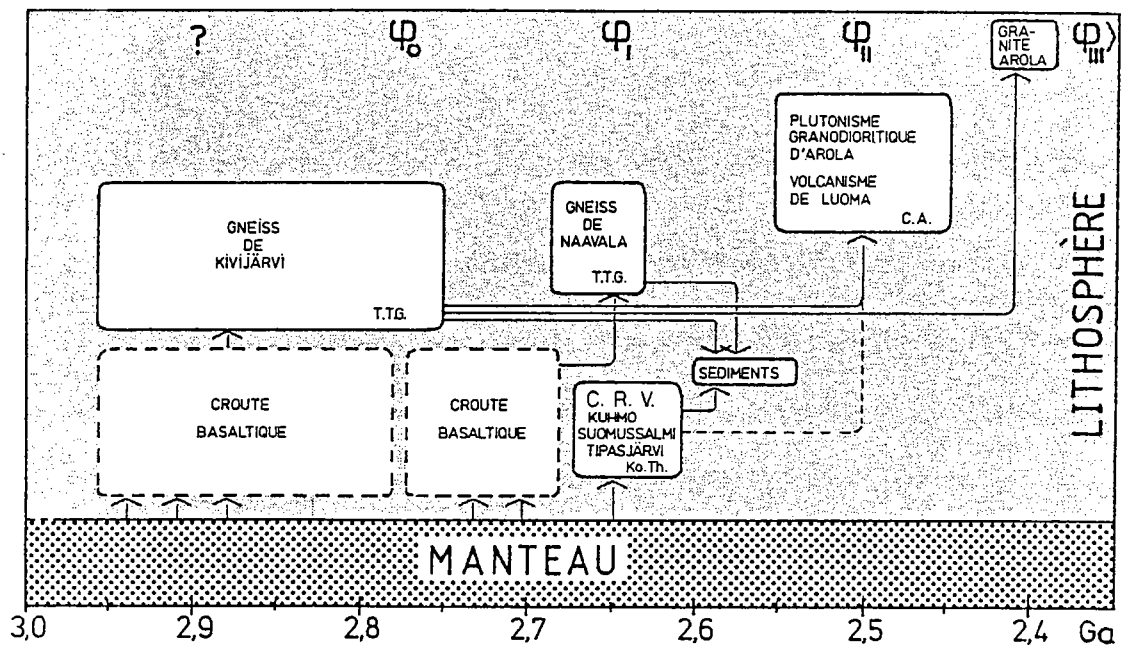


Tableau 40 : Tableau synoptique montrant les différents stades de l'évolution de la croûte archéenne de Finlande orientale.

Cette évolution retrace l'histoire archéenne de ce segment de croûte sur une période d'au moins 450 Ma (de 2,86 Ga à 2,41 Ga).

Le socle ainsi constitué ne sera ensuite que légèrement affecté par l'orogénèse svéco-carélienne: couloirs de cisaillement, intrusions des dykes de diabase (2,0-2,1 Ga) et enfin, métamorphisme général à 1,7 Ga.

Cette évolution archéenne est comparable à celle observée dans plusieurs autres cratons du même âge (e.g., Glikson, 1979; Condie, 1980).

La formation de la croûte continentale présente en Finlande orientale s'opère en deux étapes principales: d'abord formation des gneiss gris à partir du manteau selon un processus en deux temps (manteau → croûte basaltique → gneiss). Ensuite, genèse des granitoïdes "tardifs" par fusion partielle de la croûte précédemment formée.

Les premières roches ont des rapports isotopiques initiaux du strontium et un rapport moyen  $K_2O/Na_2O$  bas; les plus récentes un " $I_{Sr}$ " et un rapport  $K_2O/Na_2O$  élevés (Fig. 73). Ceci confirme le fait qu'au cours des temps géologiques, la croûte continentale est de plus en plus impliquée dans des mécanismes de recyclage (Engel et al., 1974; Moorbath, 1978; O'Nions et al., 1979; Allègre et Ben Othman, 1980; Jahn et al., 1984).

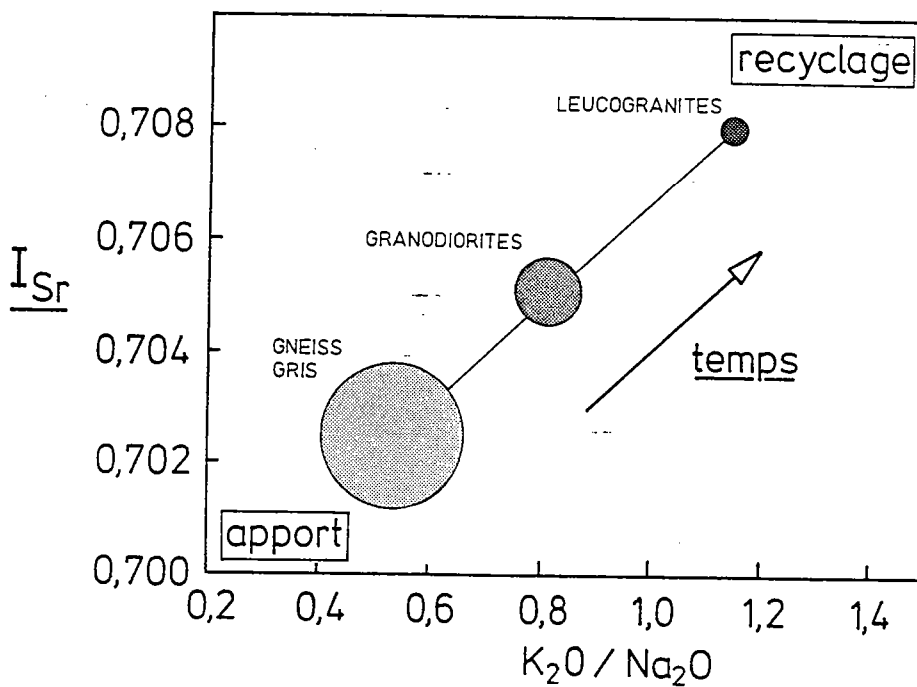


Figure 73 : Diagramme illustrant l'augmentation au cours des temps du rapport isotopique initial du strontium et du rapport  $K_2O/Na_2O$  des ensembles granitoïdes constituant la croûte continentale du Kainuu (la taille des cercles est proportionnelle au volume relatif occupé par chacun des ensembles).

Les processus pétrogénétiques invoqués évoluent depuis des phénomènes ensimatiques jusqu'à des phénomènes ensialiques. Cette évolution est unidirectionnelle et irréversible (Condie, 1980); elle correspond à l'accrétion de la croûte continentale à partir du manteau.

Des épisodes de remobilisation crustale tout à fait semblables à ceux de Finlande orientale sont connus:

- Au Groënland: le massif de Qôrqt (2,53Ga) qui provient de la remobilisation des gneiss d'Amitsoq et de Nûk (Bridgwater et al., 1976; Compton, 1978; Moorbath et al., 1981).

- Au Canada: le massif granodioritique de Duxbury (2,5Ga) qui provient de la fusion partielle du socle tonalitique ancien (Verpaelst et al., 1980).

- En Afrique du Sud: dans la région de Barberton, les plutons granitiques de type Mpageni (2,55Ga; De Gasparis, 1967) qui sont issus du recyclage des gneiss de type Dalmein (Condie et Hunter, 1976).

- En Inde: dans le Karnataka, le batholite de Kanara (2,67Ga) qui résulte de la remobilisation des gneiss anciens encaissant (Balasubrahmanyam, 1978).

- En Australie: dans le bloc archéen du Yilgarn, le leucogranite de Lawlers (2,58Ga) issu de la fusion des gneiss gris de Lawlers (Copper et al., 1978).

Ce type de phénomène n'est donc pas spécifique au craton archéen de Finlande orientale, mais semble se développer de manière générale à la fin des temps Archéens.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLEGRE, C.J., OTHMAN, D.B. (1980) - Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286, 335-342.

ANDRIAMBOLOLONA, R.H. (1976) - Les éléments de transitions dans les suites andésitiques et shoshonitiques du Sud du Pérou. Thèse, Montpellier, 88 p.

ANHAUESSER, C.R. (1973) - The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. *Phil. Trans. Soc. London, A* 273, 259-388.

ARTH, J.G., BARKER, F., PETERMAN, Z.E., FRIEDMAN, I. (1978) - Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of south-west Finland and its implications for the origin of tonalite and trondhjemite magmas. *J. Petrol.*, 19, 289-316.

ARTH, J.G., HANSON, G.N. (1975) - Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northern Minnesota. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 39, 325-362.

AUBOIN, J. (1980) - The main structural complexes of Europe. In "Geology of the European Countries". 26ème Cong. Geol. Int., Dunod (Ed.), Paris.

AUVRAY, B., BLAIS, S., JAHN, B.M., PIQUET, D. (1982) - Komatiites and komatiitic series of the finnish greenstone belts. In "Komatiite Volume". Arndt and Nisbet (Ed.), 131-146.

BALASUBRAHMANYAN, M.N. (1978) - Geochronology and geochemistry of archaean tonalitic gneisses and granites of south Kanara district, Kanara State, India. In: *Archaean Geochemistry*. Windley and Naqvi (Ed.), 59-77.

BARBEY, P. (1982) - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie (Fennoscandie): une suture de collision continentale d'âge

Protérozoïque inférieure (2,3-1,9 Ga). Reconstitution géochimique et pétrologique. Thèse, Nancy, 346 p.

BARKER, F., ARTH, J.G. (1976) - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.

BATEMAN, P.C., CHAPPEL, B.W. (1979) - Crystallisation, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 465-482.

BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.J., SHEPPARD, S., VIDAL, Ph. (à paraître) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif; contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.*

BERTRAND, J.M., BLAIS, S., CAPDEVILA, R. (1978) - Précision sur l'évolution structurale de l'Archéen de Karélie (Finlande). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 287, 683-686.

BIBIKOVA, E.V., TUGARINOV, A.I. (1975) - Geochronology of the White Sea Block. In: *Recent Contributions to Geochemistry and Analytical Chemistry*. Wiley (Ed.), 471-480.

BLAIS, S., AUVRAY, B., BERTRAND, J.M., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J., VIDAL, Ph. (1977b) - Les grands traits géologiques de la ceinture archéennes de roches vertes de Suomussalmi-Kuhmo (Finlande orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 1033-1039.

BLAIS, S., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J. (1977a) - Les séries komatiitiques et tholéitiques des ceintures archéennes de roches vertes de Finlande orientale. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 965-970.

BLAIS, S., AUVRAY, B., CAPDEVILA, R., JAHN, B.M., HAMEURT, J. (1978) - The archaean greenstone belts of Karelia (Eastern Finland) and their komatiitic and tholeiitic series. In: *Archaean Geochemistry*. Windley and Naqvi (Ed.), 87-107.

BRIDGWATER, D., KETO, L., Mc GREGOR, V.R., MYERS, J.S. (1976) - Archaean gneiss complex of Greenland. In: *Geology of Greenland*. Escher and Watt (Ed.), 18-75.

BROOKS, C., HART, S.R., KROGH, T.E., DAVIS, G.L. (1969) - Carbonate contents and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of calcite from Archaean meta-volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 35-38.

BRUN, J.P. (1980) - The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in Eastern Finland: evidence for large-scale gravitational instability in the Proterozoic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 441-449.

CAPDEVILA, R. (1969) - Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale. Thèse, Montpellier, 429 p.

CAPDEVILA, R., CORRETGE, G., FLOOR, P. (1973) - Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. Bull. Soc. Géol. France, XV, 3-4, 209-228.

CAPDEVILA, R., VIALETTE, Y. (1970) - Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique Hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, 270, 2527-2530.

CHAPPEL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8, 173-174.

CHARLOT, R. (1978) - Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain: apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Thèse, Rennes, 220 p.

COAST, R.R. (1962) - Magma type and crustal structure in the Aleutian arc. In: Crust of the Pacific Basin. Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union., 6, 92-109.

COCHERIE, A. (1978) - Géochimie des Terres Rares dans les granitoïdes. Thèse, Rennes, 207 p.

COCHERIE, A. (1984) - Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse, Rennes.

COGNE, J. (1977) - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. In: Ecologie et Géologie de l'Himalaya. Coll. Int. C.N.R.S., 268, 111-129.

COMPTON, P. (1978) - Rare earth evidence for the origin of the Nûk gneisses, Buksefjorden region, southern-west Greenland. Contrib. Mineral. Petrol., 66, 283-293.

CONDIE, K.C. (1980) - Origin and early development of the earth's crust. Precambrian Res., 11, 183-197.

CONDIE, K.C. (1981) - Archaean greenstone belts. Developments in Precambrian geology, Vol. 3, Windley (Ed.), 434 p.

CONDIE, K.C., HUNTER, D.C. (1976) - Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. Earth Planet. Sci. Lett., 29, 389-400.

CONDIE, K.C., LOO, H.H. (1971) - Trace element geochemistry of the Louis Lake Batholite of early precambrian age, Wyoming. Geochim. Cosmoch. Acta, 35, 1099-1119.

CONVERT, J. (1981) - Les granulites à orthopyroxènes de Laponie (Finlande et Norvège). Pétrologie et géochimie. Thèse, Rennes, 181 p.

COOPER, J.A., NESBITT, R.W., PLATT, J.P., MORTIMER, G.E. (1978) - Crustal development in the Agnew region, Western Australia as shown by Rb/Sr isotopic and geochemical studies. Precambrian Res., 7, 31-39.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1977) - An introduction to the rock forming mineral. 5ème éd., Longman (Ed.), London, 528 p.

DE GASPARIS, A.A.A. (1967) - Rb-Sr isotopic studies relating to problems of geochronology on the Nelspruit and Mpageni granites. Unpublished M.Sc. thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg.

DE PAOLO, D.J., WASSERBURG, G.J. (1976) - Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Geophys. Res. Lett., 3, 743-746.

DICKINSON, W.R. (1968) - Circum-Pacific andesite types. J. Geophys. Res., 73, 2261-2269.

DICKINSON, W.R. (1970) - Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics. Rev. Geophys. Space Phys., 8, 813-860.

DIDIER, J., DUTHOU, J.L., LAMEYRE, J. (1982) - Mantled and crustal granites. Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcan. Geotherm. Res., 14, 125-132.

ENGEL, A.E.J., ITSON, S.P., ENGEL, C.G., STICKNEY, D.M., CRAY, E.J. (1974) - Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 843-858.

ESKOLA, P. (1949) - The problem of the mantled gneiss domes. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 104, 461-476.

FOURCADE, S., ALLEGRE, C.J. (1981) - Trace element behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). Contrib. Mineral. Petrol., 76, 177-195.

GAAL, G., MIKKOLA, A., SODERHOLM, B. (1976) - Development of the Archaean crust in Finland. 25th. Intern. Geol. Congr. Sydney, 1, 8-9.

GAAL, G., MIKKOLA, A., SODERHOLM, B. (1978) - Evolution of the archaean crust in Finland. Precambrian Res., 6, 199-215.

GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS (1971-1973; 1976-1979) - Kertomukset toiminnasta vuosina

1970-1972 ja 1975-1978. Geological Survey of Finland. Annual reports on the activities for the years 1970-72 and 1975-78, Otaniemi.

GILL, J. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York. 390 p..

GLIKSON, A.Y. (1979) - Early precambrian tonalite-trondhjemite sialic nuclei. Earth-Science Reviews, 15, 1-73.

GORMAN, B.E., PEARCE, T.H., BIRKETT, T.C. (1978) - On the structure of Archaean greenstone belts; Precambrian Res., 6, 23-41.

GRAVIOU, P. (1984) - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins: exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain). Thèse, Rennes, 236 p.

GREEN, T.H., RINGWOOD, A.Y. (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contrib. Mineral. Petrol., 18, 105-162.

HANSKI, E.J. (1979) - Komatiittiset ja tholeiittiset vulkaniitit Siivikkovaaran alueella Kuhmon arkeaisella vihreäkivivyöhykkeellä. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit, raportti 15. 106 p.

HANSON, G.N. (1978) - The application of trace element to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth Planet. Sci. Lett., 38, 26-43.

HENDERSON, P. (1982) - Inorganic geochemistry. Pergamon press., 353 p.

HIETANEN, A. (1963) - Idaho batholith near Pierce and Bungalow Clearwater County, Idaho. Geol. Surv. Prof. Pap., 344-D.

HYPPONEN, V. (1973) - Kallioperäkartta, lehti 4412, Hiisijärvi. Suomen geologinen kartta; 1/100.000 . Geologinen Tutkimuslaitos.

HYPPONEN, V. (1976) - Kallioperäkartta, lehti 4411, Ontojoki. Suomen geologinen kartta; 1/100.000 . Geologinen Tutkimuslaitos.

HYPPONEN, V. (1978) - Kallioperäkartta, lehti 4413, Kuhmo. Suomen geologinen kartta; 1/100.000 . Geologinen Tutkimuslaitos.

HYPPONEN, V. (1983) - Kallioperäkarttojen selitykset: Ontojen, Hiisijärven ja Kuhmon kartta-alueiden kallioperä. Explanation to the maps of pre-quaternary rocks - sheets 4411, 4412 and 4413. Geologinen Tutkimuslaitos.

ISHIARA, S. (1977) - The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. Mining



Geol., 27, 293-305.

JAHN, B.M., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., CORNICHE, J., VIDAL, Ph., HAMEURT, J. (1980) - Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. Journ. Petrol., 21, 201-244.

JAHN, B.M., VIDAL, Ph., KRONER, A. (1984) - Multichronometric ages and origin of archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 398-408.

KOUVO, O. (1958) - Radioactive age of some Finnish Precambrian minerals. Bull. Comm. Géol. Finlande, 182 p.

KOUVO, O. (1965) - Geological Survey, annual report 1964, Otaniemi.

KOUVO, O., TILTON, G.R. (1966) - Mineral ages from Finnish Precambrian. J. Geol., 74, 421-442.

KRONER, A., PUSTINEN, K., HICMAN, M. (1981) - Geochronology of an Archean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 33-41.

KUNO, H. (1966) - Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volcanol., XXIX, 195-222.

LEE, D.E., CHRISTIANSEN, E.H. (1983) - The granit problem as exposed in southern Snake Range, Nevada. Contrib. Mineral. Petrol., 83, 99-116.

LE FORT, P. (1973) - Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu (Népal central). Bull. Soc. Géol. France, 7, XV, 5-6.

LE FORT, P. (1975) - Le granite du Manaslu. Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Ngi-Shang. Editions C.N.R.S., Paris, 49-65.

Mc CARTHY, T.S., GROVES, D.I. (1979) - The Blue Tier batholith, northeastern Tasmania. A cumulate-like product of fractionnal crystallization. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 193-209.

Mc CULLOCH, M.T., CHAPPEL, B.W. (1982) - Nd isotopic characteristics of S and I types granites. Earth Planet. Sci. Lett., 58, 51-64.

Mc DONALD, G.A., KATSURA, T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. Journ. Petrol., 5, 82-133.

MAHOOD, G., HILDRETH, W. (1983) - Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 47, 11-30.

MARTIN, H. (1977) - Contribution à l'étude de l'anatéxie: le massif de St Malo (Massif Armoricaïn). Mobilisation des éléments durant la fusion; proposition d'un modèle. Thèse, Rennes, 95 p.

MARTIN, H. (1985) - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Thèse, Rennes.

MARTIN, H., AUVRAY, B., BLAIS, S., CAPDEVILA, R., HAMEURT, J., JAHN, B.M., PIQUET, D., QUERRE, G., VIDAL, Ph. (1984) - Origin and geodynamic evolution of the Archaean crust of Eastern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 56, 135-160.

MARTIN, H., CHAUVEL, C., JAHN, B.M. (1983 b) - Major and trace element geochemistry and crustal evolution of archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Res.*, 21, 159-180.

MARTIN, H., CHAUVEL, C., JAHN, B.M., VIDAL, Ph. (1983 a) - Rb-Sr and Sm-Nd isotopic ages and geochemistry of archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Res.*, 20, 79-91.

MARTIN, H., QUERRE, G. (1984) - A 2,5 Ga reworked sialic crust: Rb-Sr ages and isotopic geochemistry of late archaean volcanic and plutonic rocks from E. Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 292-299.

MARTIN, H., QUERRE, G., HAMEURT, J. (1981) - Données géochronologiques Rb-Sr sur les granites "tardifs" dans les terrains archéens de Finlande orientale. *Terra Cognita*, Special Issue, résumé M 20, p. 97.

MASUDA, A., NAKAMURA, N., TANAKA, T. (1973) - Fine structures of mutually normalized rare-earth of chondrites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 37, 239-248.

MATISTO, A. (1958) - Kivilajirkartan selitys D5, Suomussalmi. With an english summary; Explanation of the maps of rocks. *Suomen geologinen kartta*; 1:400 000., *Geologinen Tutkimuslaitos*.

MIYASHIRO, A. (1972) - Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. J. Sci.*, 272, 629-656.

MIYASHIRO, A. (1975) - Island arc volcanic rocks series: a critical review. *Petrologie*, 1, 177-187.

MOORBATH, S. (1978) - Age and isotope evidence for the evolution of continental crust. Phil. Trans. R. Soc. London, A 288, 401-413.

MOORBATH, S., TAYLOR, P.N., GOODWIN, R. (1981) - Origin of granitic magma by crustal remobilisation: Rb-Sr and Pb-Pb geochronology and isotope geochemistry of late archaean Qôrqt granite complex of southern West Greenland. Geochim. Cosmoch. Acta, 45, 1051-1060.

MOREAU, B. (1980) - Pétrologie et géochimie des anorthosites de Laponie (Finlande): exemples des massifs de Vaskojoki et Mutajärvi. Thèse, Rennes, 267 p.

O'CONNOR, J.T. (1965) - A classification for quartz-rich igneous rocks bases on feldspar ratio. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 525B, 1379-1384.

O'HARA, M.J. (1965) - Primary magmas and origin of basalts. Scott. J. Geol., 1, 19-40.

O'NIONS, R.K., EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. (1979) - Geochemical modelling of mantle differentiation and crustal growth. J. Geophys. Res., 84, 6091-6101.

PAPANASTASSIOU, D.A., WASSERBURG, G.J. (1969) - Initial strontium isotope abundances and the resolution of small differences in the formation of planetary objects. Earth Planet. Sci. Lett., 5, 361.

PATCHETT, P., KOUVO, O., HEDGE, C., TATSUMOTO, M. (1981) - Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. Contrib. Mineral. Petrol., 78, 279-297.

PEUCAT, J.J., MARTIN, H. (1985) - Are Rb-Sr thin slabs migmatites ages meaningful ? Evidence provided by three examples in metamorphic basement complexes of various ages. N. Jb. Miner. Mh.

PIQUET, D. (1982) - Mécanismes de recristallisations métamorphiques dans les ultrabasites: exemple des roches vertes archéennes de Finlande orientale (ceintures de Suomussalmi-Kuhmo). Thèse, Rennes, 246 p.

POLDEVAART, A. (1955) - Chemistry of the Earth's crust. Geol. Soc. Am. Mem., 62, 119-144.

QUERRE, G. (1980) - Les granites tardi-archéens de Karélie (Finlande orientale). Etude préliminaire. D.E.A., Rennes, 47 p.

QUERRE, G. (1981) - Résultats préliminaires sur la pétrologie des intrusions granitiques "tardives" dans les terrains archéens du Kainuu (Finlande orientale). Terra Cognita, Special Issue, résumé 0 10, p 113.

QUERRE, G., MARTIN, H. (1984) - Un exemple de remobilisation archéenne: les intrusions granodioritiques de Kainuu (Finlande orientale). 10ème R.A.S.T., Bordeaux.

RAMBERG, H. (1967) - Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 214 p.

RAMBERG, H. (1971) - Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: G. Newall and N. Rast (Ed.). Mechanism of Igneous Intrusion. Geol. Journ., Spec. Issue, 2, 261 p.

RAMBERG, H. (1973) - Model studies of gravity-controlled tectonics by the centrifuge technique. In: Jong and Scholten (Ed.). Gravity and Tectonics. John Wiley, New York, 49-66.

RAYLEIGH, J.W.S. (1896) - Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Phil. Mag., 42, 77-107.

RINGWOOD, A.E. (1969) - Composition and evolution of the upper mantle. In: P.J. Hart (Ed.), The Earth's Crust and Upper Mantle. Am. Geophys. Monogr., 13, 1-21.

RYBAKOV, S.I., LOBACH-ZHUCHENKO, S.B. (1981) - Greenstone belts of the Fenno-Karelian craton. In: Geological, Geochemical and Geophysical Investigations in the Eastern Part of the Baltic Shield. 10th. general meeting of the Finnish-Soviet joint geological working group. Rovaniemi. 19-41.

SHAW, D.M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. Geochim. Cosmoch. Acta, 32, 573-601.

SHAW, D.M. (1970) - Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmoch. Acta, 34, 237-243.

SIMONEN, A. (1960) - Prequaternary rocks in Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, 191.

SIMONEN, A. (1971) - Das Finnische grundgebirge. Le socle finnois. Geol. Rdsch., 60, 1406-1421.

SIMONEN, A. (1981) - Suomen Kallioperä- Prequaternary rocks of Finland; 1:1 000 000. Geologinen Tutkimuslaitos.

STEIGER, R.H., JAGER, E. (1977) - Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.

STRECKEISEN, A. (1973) - I.U.G.S.. Plutonic rocks - Classification and nomenclature. Geotimes, 18, 26-30.

STRONG, D.F., HANMER, S.K. (1981) - The leucogranites of Southern Brittany: origin by faulting, frictional heating, fluid flux and fractional melting. *Canad. Mineral.*, 19, 163-176.

SUGIMURA, A. (1960) - Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sect. 2*, 12, 133-153.

SUGIMURA, A. (1968) - Composition of primary magmas and seismicity of Earth's mantled in island arcs. *Geol. Soc. Can. Pap.*, 66-15, 337-346.

SWANSON, S.E. (1977) - Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Amer. Mineral.*, 62, 966-978.

TAIPALE, K., TUOKKO, I. (1981) - Kuhmon Arkeaisen vihreäkivivyöhykkeen geologiasta ja malmimineralisaatioista. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit. Raportti 47. 65p.

TAIPALE, K., TUOKKO, I., PIIRAINEN, T. (1980) - A brief introduction to the geology and geochemistry of the Kuhmo greenstone belt, Eastern Finland. In: I.C.P.G. project n°161. Field excursion guide for Finland. H. Papunen (Ed.), 37-73.

TUOKKO, I. (1979) - Kuhmon-Suomussalmen liuskejaksen rautamuodostumat ja niiden stratigrafinen sijainti. Kuhmon ja Kittilän malmiprojektit, Raportti 16, 82 p.

VIDAL, Ph. (1976) - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn - Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes, 142 p.

VIDAL, Ph., COCHERIE, A., LE FORT, P. (1982) - Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Népal). *Geochim. Cosmoch. Acta*, 66, 2279-2292.

VIDAL, Ph., BERNARD-GRIFFITHS, J., COCHERIE, A., LE FORT, P., PEUCAT, J.J., SHEPPARD, S. (1984) - Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phy. Earth Planet. Interiors*, 35, 179-190.

VIDAL, Ph., BLAIS, S., JAHN, B.M., CAPDEVILA, R., TILTON, G.R. (1980) - U-Pb and Rb-Sr systematics of the Suomussalmi archaean greenstone belt (Eastern Finland). *Geochim. Cosmoch. Acta*, 44, 2033-2044.

VERPAELST, P., BROOKS, C., FRANCONI, A. (1980) - The 2.5Ga Duxbury massif, Quebec: a remobilized piece of pre-3.0 Ga sialic basement (?). *Canad. J. Earth Sci.*, 17, 1-18.

WITHE, A.J.R., CHAPPEL, B.W. (1977) - Ultrametamorphisme and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.

WILKMAN, W.W. (1921) - Kivilajikartan selitys D4, Nurmee. Suomen geologinen yleikartta; 1:400 000. Geologinen Tutkimuslaitos.

WINDLEY, B.F., BRIDGWATER, D. (1971) - The evolution of Archaean low- and high-grade terrans. Geol. Soc. Aust., Spec. Pub., 3, 33-46.

WINKLER, H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, 5ème ed., 348 p.

WILLIE, P.J. (1971) - Experimental limits for conditions for melting in the Earth's crust and uppermantle. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 14, 279-302.

YODER, H.S.J. (1969) - Calc-alkaline andesites: experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. In: Mc Birney, A.R. (Ed.). Proc. Andesite Conf.. Dep. Geol Mineral. Res. Oreg. Bull., 65, 43-64.

YORK, D. (1966) - Least squares fitting of a straight line. Can. J. Phys., 44, 1079-1086.



Käyt tarkastamassa hiilloksen  
hiipumista. Ajatuksesi harhailevat  
valtoimenaan - et teidä edes missä.

A. Reinikainen (Sauna)

Tu regardes s'éteindre  
la braise. Tu donnes libre cours  
à tes pensées - tu ne sais même pas  
où elles s'égarent.





## ANNEXE



## METHODES ANALYTIQUES

### A - LA FLUORESCENCE X

500 mg de roche broyée en poudre sont fondus à 1100°C avec 3,5g de tétraborate de lithium dopé au lanthane. La perle ainsi obtenue est analysée au spectromètre à fluorescence X (Siemens SRS). Les éléments majeurs Si, Al, Fe (fer total sous forme ferrique), Mn, Ca, K, Ti et P sont dosés à partir de cette perle. Les éléments en traces Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Nb, Y, et Zr sont dosés sur pastille ( 9g de roche liés par 0,9ml de moviol, l'ensemble pressé à 600Kgf/cm<sup>2</sup>). Pour l'analyse des éléments en traces, les teneurs en éléments majeurs sont prises en compte pour les corrections d'absorption massique. L'abondance de ces éléments (en pourcentage d'oxydes pour les majeurs, en ppm pour les traces) est calculée en fonction de droites étalons établies à partir des standards internationaux (U.S.G.S., C.R.P.G.). Les précisions des mesures effectuées à Rennes sont présentées dans le tableau A1. La perte au feu est obtenue par analyse thermo-pondérale (1g de roche à 1000°C).

### B - L'ABSORPTION ATOMIQUE

Mg et Na, éléments légers, sont dosés en absorption atomique par voie aqueuse. 10mg de poudre, après avoir été attaqués à l'acide HCl04-HF, sont dilués dans 100ml d'H<sub>2</sub>O. Toujours à l'aide des standards, ces deux éléments sont dosés par spectrométrie de flamme ( Perking Elmer 403 ) avec une précision de 3%.

## C - L'ACTIVATION NEUTRONIQUE

Le dosage des Terres Rares La, Ce, Nd, Eu, Tb, Yb et Lu a été obtenu par activation neutronique et spectrométrie gamma. Le protocole de la méthode analytique ainsi que les techniques de mesures ont été décrits par Cocherie (1978). Les précisions sur les teneurs sont données dans le tableau A2.

## D - LA SPECTROMETRIE DE MASSE (Rb/Sr)

Les teneurs en Rb, Sr, les compositions des rapports isotopiques ont été obtenues par dilution isotopique sur spectromètre de masse (THN 206, 30cm, 60°). Toute la démarche méthodologique a été décrite par Vidal (1976) et Charlot (1978). Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de référence est de 0,1194. La valeur  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenue sur le sel standard NBS.987.Sr est de  $0,71022 \pm 0,00008$  (erreurs sur rapports isotopiques, cf tableau A3). L'âge isochrone est calculé par la méthode des moindres carrés de York (1966). La constante de désintégration utilisée,  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ , est celle recommandée par Steiger et Jager (1977). L'erreur sur l'âge radiométrique est multipliée par la racine de l'indice des déviations pondérées si celle-ci est supérieure à 1.

Toutes les analyses de roches totales (éléments majeurs, éléments en traces sauf les Terres Rares, isotopes du strontium) ont été effectuées au laboratoire de géochimie-géochronologie de Rennes (C.A.E.S.S.) par H. Martin, F. Vidal, N. Morin, M. Lemoine et moi-même. Les analyses de Terres Rares ont été faites au laboratoire P.Süe (C.E.N. de Saclay) par J.L. Joron.

MAJEURS	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	
	2 %	3 %	2 %	3 %	2 %	3 %	2 %	2 %	10 %	
TRACES	Rb	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Nb	Y	Zr *
Teneurs > 20 ppm	3 %	3 %	5 %	5 %	5 %	5 %	5 %	5 %	5 %	5 % *
Teneurs < 20 ppm			10 %	10 %	10 %	10 %	10 %	10 %	10 %	20 % *

Tableau A-1 : Précisions analytiques pour les éléments majeurs et les éléments en traces (fluorescence X et absorption atomique).

\* le seuil de détection de 5% à 20% près est de 600 ppm pour Zr.

Rb	Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr
1 %	1 %	0,05 %	2 %

Tab. A-3 : Précisions analytiques sur les teneurs et rapports isotopiques par la méthode Rubidium-Strontium (spectrométrie de masse, dilution isotopique).

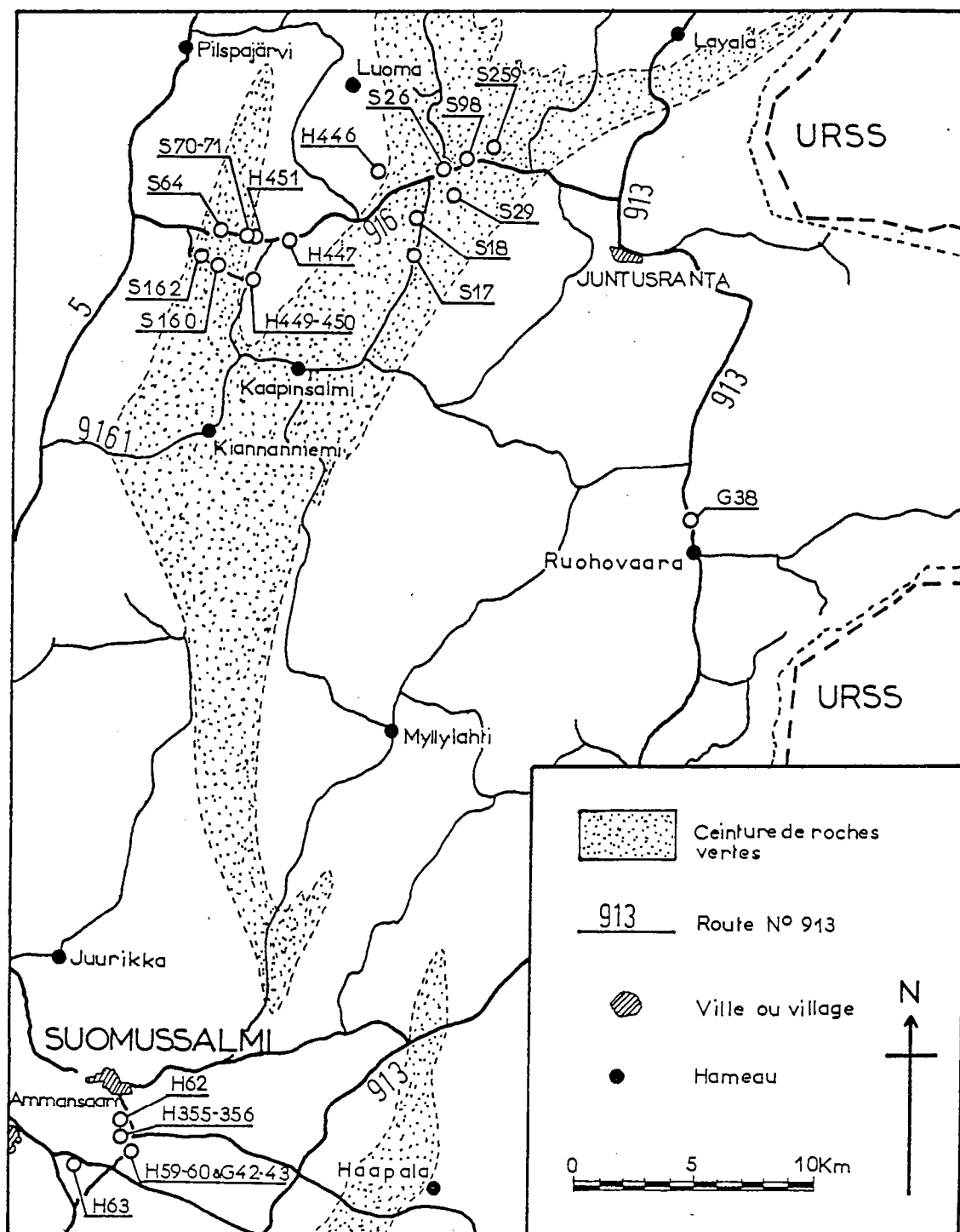
	GS-N Valeurs utilisées à Saclay	BE-N GOVINDARAJU, 1984	BE-N COCHERIE, 1984 (12 éch)	erreurs
	(ppm)	ppm (nb éch.)	$\bar{x}$ (ppm) $\sigma$	%
La	70,5	82 (21)	80,2 $\pm$ 1,4	2
Ce	140	152 (23)	134 $\pm$ 2	1
Sm	7,1	12 (11)	11,8 $\pm$ 0,4	3
Eu	1,55	3,6 (10)	3,58 $\pm$ 0,05	1
Tb	1,40	1,8 (11)	1,75 $\pm$ 0,12	7
Lu	nd	0,24 (8)	-	-

Tableau A-2 : Teneurs en Terres Rares des standards internationaux GS-N et BE-N recommandées et obtenues. Erreurs analytiques sur les teneurs en Terres Rares.

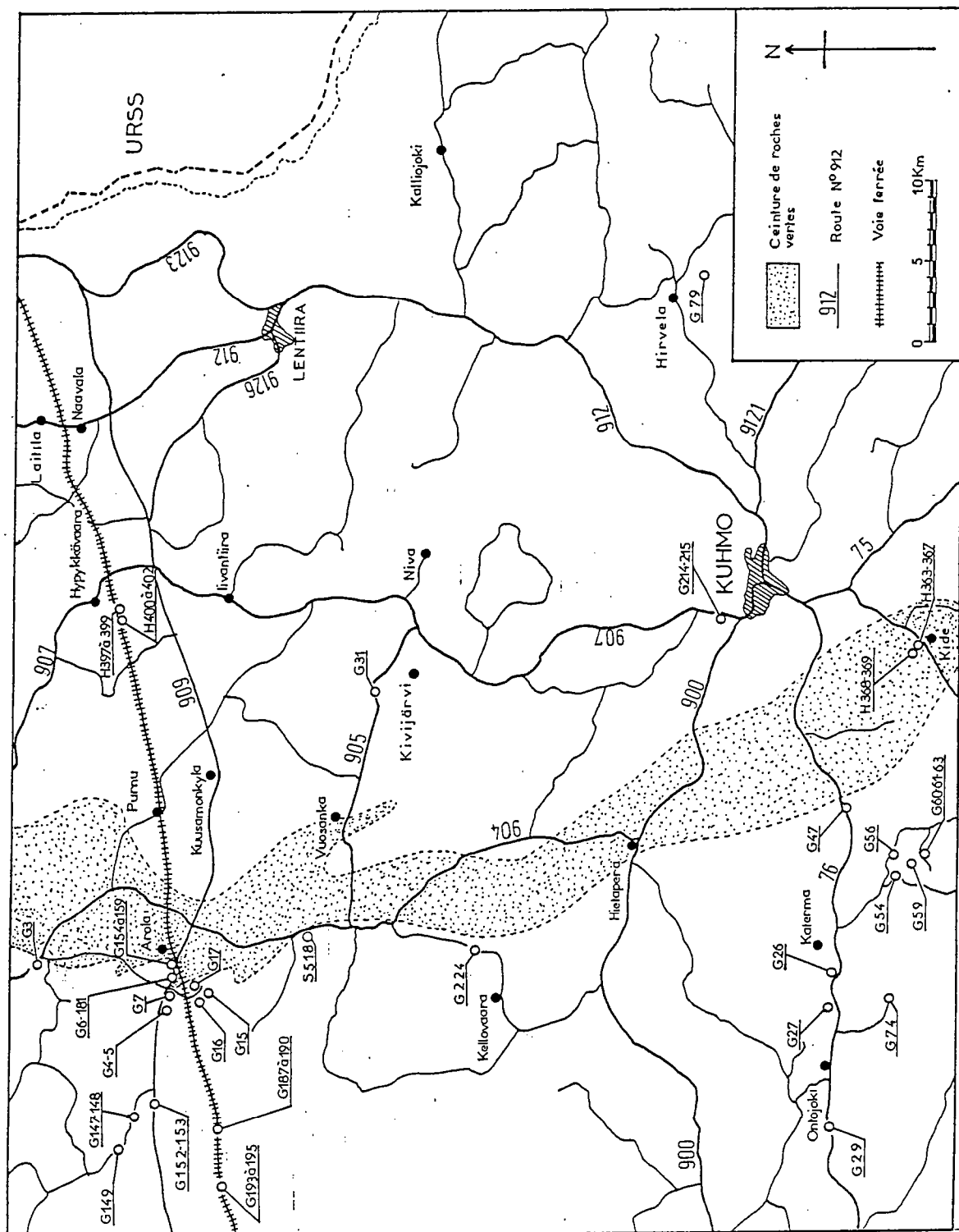
GS-N : Granite Senones (Vosges).

BE-N : Basalte d'Essey-la-Côte.

# LOCALISATION DES ECHANTILLONS



## LOCALISATION DES ECHANTILLONS





**GRANODIORITES DE TYPE AROLA NON CONTAMINEES (Groupe A)**

N° Ech.	G 195	G 188	G 153	G 187	G 147	G 193	G 194	G 190	G 148	G 152	G 189	G 149	X <sub>A</sub>	σ <sub>A</sub>
SiO <sub>2</sub>	64,40	66,76	66,90	66,94	67,25	67,33	67,77	69,35	69,94	71,91	72,00	72,32	68,57	2,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,37	16,28	16,18	16,23	15,22	15,86	15,58	15,62	15,14	14,56	14,58	14,24	15,49	0,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4,99	4,24	3,94	4,18	3,91	3,93	3,74	3,34	2,77	1,60	2,29	2,17	3,42	0,96
MnO	0,07	0,08	0,05	0,08	0,06	0,06	0,06	0,09	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,01
MgO	1,54	1,37	1,29	1,38	1,29	1,12	1,08	0,99	0,83	0,47	0,66	0,62	1,05	0,33
CaO	3,63	2,34	3,09	2,37	1,92	2,83	3,01	2,51	1,88	1,64	1,70	1,47	2,37	0,64
Na <sub>2</sub> O	4,26	4,89	4,63	5,03	4,11	4,12	4,00	4,80	4,30	3,97	4,16	3,46	4,31	0,43
K <sub>2</sub> O	2,62	2,97	2,61	2,89	4,04	3,66	2,88	2,66	3,84	4,08	3,87	4,87	3,42	0,71
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,60	0,61	0,62	0,59	0,59	0,57	0,53	0,43	0,27	0,31	0,29	0,51	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,16	0,18	0,17	0,25	0,17	0,17	0,12	0,12	0,10	0,09	0,11	0,15	0,04
P.F.	0,67	0,51	0,70	0,50	0,59	0,52	0,48	0,48	0,59	0,48	0,48	0,56	0,55	0,07
Total	99,42	100,20	100,18	100,39	99,23	100,19	99,34	100,49	99,90	99,12	100,20	100,15	99,90	
Σ														
QzAbOrAn	88,47	89,90	90,79	90,32	89,21	91,60	90,67	92,78	92,99	94,51	94,58	94,50		
Qz	20,00	20,33	21,90	19,94	22,47	22,08	25,87	24,73	25,29	29,26	28,62	29,76		
Or	15,48	17,57	15,43	17,10	23,91	21,66	17,04	15,73	22,71	24,13	22,88	28,80		
Ab	36,00	41,32	39,14	42,52	34,74	34,82	33,80	40,56	36,34	33,56	35,16	29,24		
An	16,99	10,68	14,32	10,76	8,09	13,04	13,96	11,76	8,65	7,56	7,92	6,70		
An *	32,1	20,5	20,2	20,2	18,9	27,2	29,2	22,5	19,2	18,4	18,4	18,6		
Σ barylites	10,86	9,79	8,69	9,57	10,59	8,07	8,19	7,23	6,32	4,13	4,06	5,09		

GRANDDIORITES DE TYPE AROLA NON CONTAMINEES (Groupe A)

N° Ech.	G 195	G 188	G 153	G 187	G 147	G 193	G 194	G 190	G 148	G 152	G 189	G 149	$\bar{X}_A$	$\sigma_A$
Nb	12	16	10	16	7	13	10	11	7	(3)	7	(2)	10	4
Zr	182	158	135	161	187	199	179	169	163	158	159	122	164	20
Y	16	21	16	18	11	15	16	15	12	6	13	10	14	4
Sr	669	244	592	244	361	551	522	249	351	437	230	307	396	147
Rb	118	157	130	160	128	132	110	124	134	143	151	142	136	15
Co	12	14	10	12	9	7	9	7	7	(4)	(5)	(4)	8.	3
V	76	47	60	44	60	52	54	42	32	25	18	21	44	17
Ni	(2)	27	6	7	7	6	(1)	(2)	8	(3)	(4)	6	7	7
Cr	22	17	8	8	19	21	19	33	24	21	16	16	19	6
Ba	1330	528	961	497	1165	1370	1004	425	823	1408	667	1218	950	342
K %	2,18	2,47	2,17	2,40	3,35	3,04	2,39	2,21	3,19	3,39	3,21	4,04	2,84	0,59
K/Rb	184	157	167	150	262	230	217	178	238	237	213	285	210	41
Rb/Sr	0,176	0,643	0,220	0,656	0,355	0,240	0,211	0,498	0,382	0,327	0,657	0,463	0,402	0,172

GRANODIORITES DE TYPE AROLA CONTAINÉES (Groupe C)

N° Ech.	G 215	G 214	G 3	G 244	G 6	G 156	G 159	S 181	G 154	G 155	$\bar{x}_C$	$\sigma_C$
SiO <sub>2</sub>	60,78	61,91	64,58	66,08	67,56	67,83	68,16	68,60	69,08	69,08	66,37	2,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,63	15,61	15,96	15,72	14,85	15,28	15,22	15,57	14,86	14,96	15,37	0,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	5,12	5,02	3,21	3,58	2,65	2,82	2,87	2,89	2,98	2,90	3,40	0,87
MnO	0,08	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,01
MgO	3,15	2,97	1,76	2,02	1,40	1,67	1,54	1,59	1,71	1,75	1,96	0,57
CaO	3,41	3,84	2,64	3,82	2,98	2,82	3,23	2,55	2,68	2,54	3,05	0,47
Na <sub>2</sub> O	5,21	5,24	5,02	4,96	4,47	5,08	4,57	4,86	4,52	4,67	4,86	0,27
K <sub>2</sub> O	3,03	2,72	3,92	2,16	3,28	3,01	3,09	3,01	3,19	3,13	3,05	0,42
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,58	0,39	0,43	0,33	0,35	0,35	0,34	0,35	0,33	0,40	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,26	0,17	0,17	0,04	0,14	0,18	0,11	0,15	0,14	0,16	0,06
P.F.	0,62	0,78	1,62	0,75	1,45	1,08	1,40	0,73	1,18	0,86	1,05	0,33
Total	97,87	99,01	99,33	99,75	99,07	100,14	100,66	100,30	100,76	100,42	99,73	
$\Sigma$ QzAbOrAn	80,86	81,84	88,16	87,95	89,40	90,00	90,43	91,95	90,90	91,07		
Qz	8,62	10,45	13,15	19,03	21,49	19,30	21,69	21,33	23,02	22,52		
Or	17,93	16,10	23,19	12,79	19,40	17,79	18,26	17,79	18,88	18,51		
Ab	44,04	44,28	42,42	41,92	37,78	42,94	38,62	41,08	38,20	39,46		
An	10,27	11,01	9,40	14,21	10,73	9,97	11,86	11,75	10,80	10,58		
An %	18,9	19,9	18,1	25,3	22,1	18,8	23,5	22,2	22,0	21,1		
$\Sigma$ baryllites	16,39	16,39	9,23	11,05	8,22	9,06	8,83	7,62	8,68	8,49		

GRANODIORITES DE TYPE AROLA CONTAMINEES (Groupe C)

N° Ech.	G 215	G 214	G 3	G 224	G 6.	G 156	G 159	S 181	G 154	G 155	$\bar{x}_C$	$\sigma_C$
Nb	(5)	(3)	6	(4)	(3)	6	(5)	-	(4)	(5)	5	1
Zr	115	156	122	150	114	124	141	103	123	121	127	16
Y	11	10	11	10	8	10	10	10	10	9	10	1
Sr	943	893	396	907	756	689	707	737	668	688	738	149
Rb	73	70	79	47	106	98	106	101	103	101	88	19
Co	15	15	9	10	7	9	8	20	9	9	11	4
V	90	92	53	57	49	45	51	48	47	45	58	17
Ni	26	27	24	20	17	20	22	18	18	21	21	3
Cr	116	131	70	88	75	56	72	49	66	66	79	25
Ba	1823	1307	2737	1099	1255	1006	1134	1075	1019	1036	1349	517
K %	2, 52	2,26	3,25	1,79	2,72	2,50	2,57	2,50	2,65	2,56	0,54	0,35
K/Rb	345	323	412	382	257	255	242	247	257	257	298	60
Rb/Sr	0,077	0,078	0,199	0,052	0,140	0,142	0,150	0,137	0,154	0,147	0,128	0,042

GRANITES GRIS (ensemble des granodiorites de type Arola)

N° Ech.	G 26	G 74	G 56	G 42	G 43	G 79	G 29	G 38	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	72,38	72,69	72,90	73,42	73,44	74,20	74,27	76,08	73,67	1,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	14,94	14,57	13,72	14,49	13,49	14,03	13,46	14,18	0,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,99	1,28	1,56	1,92	0,83	1,29	1,20	0,99	1,38	0,39
MnO	0,03	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,46	0,33	0,38	0,56	0,20	0,30	0,28	0,21	0,34	0,12
CaO	1,74	1,40	1,19	1,45	1,12	1,31	1,15	1,50	1,36	0,20
Na <sub>2</sub> O	4,62	3,93	3,67	3,62	3,57	3,57	3,69	3,67	3,79	0,33
K <sub>2</sub> O	3,39	4,65	4,76	4,69	5,57	4,14	4,50	3,88	4,45	0,61
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,19	0,26	0,29	0,09	0,19	0,12	0,11	0,20	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,11	0,09	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,07	0,02
P.F.	0,53	0,43	0,70	1,01	0,70	0,55	0,58	0,51	0,63	0,17
Total	100,25	99,97	100,13	100,77	100,09	99,11	99,89	100,48	100,72	
$\Sigma$ QzAbOrAn	95,59	95,88	95,03	95,79	97,11	95,37	96,06	97,64		
Qz	28,39	28,83	30,46	30,67	28,85	34,47	32,86	36,49		
Or	20,04	27,49	28,16	27,74	32,94	24,49	26,60	22,96		
Ab	39,04	33,22	31,02	30,60	30,18	30,18	31,18	31,02		
An	8,12	6,34	5,39	6,78	5,14	6,23	5,42	7,17		
An %	17,2	16,0	14,8	18,1	14,6	17,1	14,8	18,8		
$\Sigma$ barylites	4,13	3,66	4,40	3,97	2,28	3,16	3,25	2,33		

ENCLAVES DES GRANODIORITES DE TYPE AROLA

N° Ech.	ENCLAVES BIOTITIQUES		ENCLAVES AMPHIBOLITIQUES	
	G 157	G 159A	G 216	G 217
Type	2	2	4	4
SiO <sub>2</sub>	56,05	59,77	52,97	53,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	14,07	12,33	12,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6,34	7,65	8,00	8,24
MnO	0,12	0,12	0,16	0,16
MgO	6,02	4,97	10,8	9,20
CaO	5,06	3,87	7,23	7,54
Na <sub>2</sub> O	3,19	2,41	3,58	3,28
K <sub>2</sub> O	3,95	4,47	2,75	2,50
TiO <sub>2</sub>	0,72	0,55	0,60	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,38	0,44	0,42
P.F.	3,60	2,20	0,78	0,77
Total	100,05	100,46	99,64	98,53

ENCLAVES DES GRANODIORITES DE TYPE AROLA

GRANITES GRIS (ensemble des granodiorites de type Arola)

N° Ech.	G 26	G 74	G 56	G 42	G 43	G 79	G 29	G 38	X	σ
Nb	(1)	(3)	9	(5)	(0)	(4)	(0)	(3)	8	3
Zr	120	146	148	245	98	111	94	102	133	46
Y	(4)	(3)	10	24	(2)	(2)	(2)	(2)	6	7
Sr	294	241	225	261	372	245	287	233	270	45
Rb	138	170	211	82	119	149	87	108	133	41
Co	(4)	(2)	(3)	(2)	(2)	(3)	(3)	(2)	(3)	(1)
V	22	10	14	20	(7)	15	11	(5)	13	6
Ni	-	(4)	(4)	-	(3)	(4)	-	-	(4)	(0)
Cr	37	51	8	18	27	9	38	28	27	14
Ba	705	877	771	1390	1807	936	1302	1103	1111	347
K %	2,81	3,86	3,95	3,89	4,62	3,4	3,74	3,22	3,69	0,51
K/Rb	204	227	187	475	389	231	429	298	305	104
Rb/Sr	0,469	0,705	0,938	0,314	0,320	0,608	0,303	0,464	0,515	0,210

N° Ech.	G 157	G 159A	G 216	G 217
Type	2	2	4	4
Nb	(4)	(5)	(5)	(3)
Zr	129	187	107	97
Y	16	13	18	16
Sr	499	558	489	429
Rb	221	246	51	50
Co	26	23	34	37
V	126	122	178	175
Ni	93	83	101	120
Cr	258	282	680	774
Ba	270	552	1755	1488
K %	3,22	3,71	2,28	2,07
K/Rb	146	151	448	415
Rb/Sr	0,443	0,441	0,104	0,117

VOLCANITES DE LUOMA

N° Ech.	S 70	S 64	S 162	S 71	S 17.	S 852	S 19	S 18	S 160	S 26	S 29	S 98	S 518	S 259	S 853b	S 853a	S 855
SiO <sub>2</sub>	57,50	57,80	58,60	58,90	62,60	65,24	65,40	66,20	66,90	67,80	68,10	73,10	73,10	75,10	77,07	78,19	78,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,76	16,39	15,04	16,13	15,68	18,34	15,51	16,12	15,16	15,47	15,23	15,72	15,45	14,25	12,26	11,48	11,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7,44	7,97	7,28	6,82	3,78	4,04	4,22	4,19	2,79	2,91	3,79	1,37	1,60	1,37	1,88	1,75	2,24
MnO	0,11	0,14	0,12	0,11	0,10	0,07	0,04	0,03	0,04	0,05	0,09	0,05	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03
MgO	5,16	3,69	3,58	3,93	1,14	1,45	2,69	2,79	1,13	1,73	2,16	0,70	0,80	0,30	0,40	1,94	0,41
CaO	5,18	5,20	5,84	5,88	4,50	3,09	1,47	0,71	2,49	2,16	3,32	1,51	1,74	0,93	0,93	0,81	0,32
Na <sub>2</sub> O	4,73	2,89	3,96	3,93	6,73	3,74	5,04	4,15	4,63	6,12	5,40	6,05	6,28	6,14	2,66	1,56	2,65
K <sub>2</sub> O	1,32	2,14	1,91	1,63	1,56	1,96	1,55	2,36	2,30	0,85	0,40	1,30	0,56	1,15	3,75	1,70	3,36
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,83	0,89	0,74	0,47	0,72	0,45	0,48	0,40	0,37	0,38	0,19	0,23	0,16	0,16	0,15	0,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,24	0,33	0,23	0,13	0,07	0,12	0,11	0,12	0,05	0,08	0,05	0,05	0,09	0,02	0,03	0,03
P.F.	1,49	1,98	0,83	1,22	4,31	1,25	3,03	2,70	2,21	1,24	1,41	0,68	0,43	0,78	1,32	1,77	1,06
Total	99,55	99,27	98,38	99,52	101,00	99,97	99,52	99,84	98,17	98,75	100,36	100,72	100,66	100,20	100,48	99,4	100,21
Σ																	
QzAbOrAn	73,67	78,24	75,65	77,67	83,52	85,52	81,69	79,57	88,88	89,10	89,09	94,88	94,34	95,62	93,88	85,14	92,77
Qz	8,05	16,76	13,30	13,28	9,46	27,40	23,30	27,61	24,47	21,90	25,05	28,81	29,68	32,82	44,72	58,04	49,07
Or	7,81	12,65	11,29	9,65	9,23	11,59	9,17	13,96	13,59	5,03	2,36	7,70	3,31	6,81	22,18	10,06	19,88
Ab	39,98	24,42	33,46	33,22	56,88	31,60	42,60	35,08	39,14	51,72	45,64	51,14	53,08	51,90	22,48	13,18	22,40
An	17,83	24,41	17,60	21,52	7,95	14,93	6,62	2,92	11,68	10,45	16,04	7,23	8,37	4,09	4,50	3,86	1,42
An &	30,8	50,0	34,5	39,3	12,3	32,1	13,4	7,7	23,0	16,8	26,0	12,4	13,6	7,3	16,7	22,7	6,0
Σ barylites	24,39	19,05	21,90	20,63	13,17	13,2	14,80	17,57	7,08	8,41	9,86	5,16	5,49	3,80	5,28	12,49	6,38

● extrait de Jahn et al. (1980).  
Autres analyses: comm. pers. S. Blais.

VOLCANITES DE LUOMA

N° Ech.	S 70	S 64	S 162	S 71	S 17	S 852	S 19	S 18	S 160	S 26	S 29	S 98	S 518	S 259	S 853b	S 853a	855
Nb	-	-	-	-	-	(7)	-	-	-	-	-	-	-	-	14	13	14
Zr	130	158	191	148	98	210	99	99	99	110	40	83	90	71	283	258	253
Y	23	28	26	26	13	26	10	10	11	8	15	12	10	9	38	21	34
Sr	532	398	312	414	265	211	247	180	397	159	226	273	207	195	70	87	63
Rb	37	72	48	51	27	47	30	50	48	24	(5)	35	23	32	127	105	122
Co	10	tr	10	10	14	17	16	17	18	20	27	18	25	22	22	10	18
V	124	128	123	121	70	71	66	68	40	43	45	18	32	10	(3)	(2)	(1)
Ni	-	-	-	-	22	12	28	31	13	23	22	10	7	(3)	(6)	(2)	(4)
Cr	220	142	120	245	71	23	79	79	26	66	71	297	18	9	(4)	(4)	(1)
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K &	1,10	1,78	1,59	1,35	1,30	1,63	1,29	1,96	1,91	0,71	0,33	1,08	0,47	0,96	3,11	1,41	2,79
K/Rb	296	247	330	265	480	346	429	392	398	294	664	308	202	298	245	134	229
Rb/Sr	0,070	0,181	0,154	0,123	0,102	0,223	0,121	0,278	0,121	0,151	0,022	0,128	0,111	0,164	1,814	1,207	1,937

● extrait de Jahn et al. (1980).  
Autres analyses: comm. pers. S. Blais.



LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA

N° Ech.	G 27	G 61	G 63	G 59	G 31	G 60	G 16	G 47	G 15	G 7	G 5	G 17	G 54	G 4	X	σ
**	O	J	J	J	K	J	N	T	N	A	A	N	J	A		
SiO <sub>2</sub>	73,20	73,83	74,18	74,24	74,30	74,95	75,07	75,98	76,07	76,69	76,36	76,78	76,79	76,90	75,38	1,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	14,12	13,95	14,07	12,86	13,03	13,11	14,08	12,55	13,61	12,65	13,49	13,13	13,32	13,43	0,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	1,85	1,18	0,93	0,97	1,83	0,65	1,28	0,36	0,91	0,36	0,84	0,74	0,43	0,45	0,91	0,47
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
MgO	0,48	0,28	0,22	0,15	0,36	0,12	0,32	0,07	0,15	0,05	0,15	0,12	0,08	0,05	0,19	0,13
CaO	1,42	1,14	0,88	1,03	0,72	0,14	0,63	0,39	0,52	0,20	0,60	0,44	1,01	0,27	0,67	0,37
Na <sub>2</sub> O	4,25	4,24	4,04	3,59	3,02	4,51	3,92	4,78	3,54	4,21	3,56	3,56	3,85	3,91	3,93	0,44
K <sub>2</sub> O	3,78	4,04	4,48	4,46	5,71	4,70	4,32	4,47	4,67	4,34	4,62	4,79	4,31	4,34	4,50	0,42
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,17	0,12	0,13	0,16	0,09	0,19	0,04	0,13	0,05	0,12	0,13	0,05	0,06	0,12	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,04	0,07	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,05	0,10	0,16	0,06	0,03	0,03	0,06	0,03
P.F.	0,50	1,90	0,48	0,54	0,76	0,97	0,57	0,41	0,46	0,42	0,36	0,66	0,41	0,45	0,64	0,38
Total	99,85	100,96	99,38	99,27	99,80	99,21	100,21	100,64	99,06	100,04	99,44	100,78	100,10	99,79	99,85	
Σ																
QzAbOrAn	95,31	96,24	96,12	95,48	95,50	96,75	95,57	98,79	96,26	97,04	96,34	97,06	98,59	96,88		
Qz	30,51	30,97	31,54	34,06	32,95	30,39	34,07	30,28	36,40	35,38	36,90	36,79	35,72	37,01		
Or	22,35	23,91	26,49	26,38	33,78	27,80	25,55	26,44	27,63	25,66	27,33	28,33	25,49	25,66		
Ab	35,92	35,84	34,14	30,34	25,52	38,12	33,14	40,40	29,92	35,58	30,08	30,08	32,54	33,04		
An	6,53	5,42	3,95	4,7	3,25	0,44	2,81	1,67	2,31	0,42	2,03	1,86	4,84	1,17		
An 8	15,4	13,1	10,4	13,4	11,3	1,1	7,8	4,0	7,2	1,2	6,3	5,8	12,9	3,4		
Σ barylites	4,03	2,82	2,78	3,25	3,54	1,49	4,07	1,44	2,34	2,58	3,34	3,06	0,85	2,46		

LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA

N° Ech.	G 27	G 61	G 63	G 59	G 31	G 60	G 16	G 47	G 15	G 7	G 5	G 17	G 54	G 4	$\bar{x}$	$\sigma$
**	O	J	J	J	K	J	N	T	N	A	A	N	J	A		
Nb	(4)	9	(3)	(4)	(0)	(1)	7	(2)	8	19	7	7	8	11	(6)	(5)
Zr	104	107	60	88	153	67	142	36	859	39	79	93	58	48	138	203
Y	(5)	9	(5)	(4)	9	(4)	(5)	6	8	13	9	9	11	11	8	3
Sr	196	183	162	165	155	93	185	142	120	34	123	113	100	34	129	50
Rb	162	171	195	178	158	154	141	179	191	244	183	181	187	227	182	26
Co	(3)	(1)	(2)	(2)	(2)	(1)	(2)	(2)	(1)	(2)	(1)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)
V	19	8	7	(5)	(3)	(2)	(5)	(0)	(0)	(0)	(0)	(2)	8	(0)	(4)	(5)
Ni	-	(4)	(2)	(1)	-	(0)	-	-	-	(0)	(0)	-	(0)	(1)	(1)	(1)
Cr	44	(2)	(1)	7	33	10	26	7	8	15	9	15	13	16	15	12
Ba	428	678	566	692	459	413	1629	649	936	126	919	888	174	125	620	386
K %	3,14	3,35	3,72	3,70	4,74	3,90	3,59	3,71	3,88	3,60	3,84	3,98	3,58	3,60	3,74	0,35
K/Rb	194	196	191	208	300	253	254	207	203	148	210	220	191	159	210	37
Rb/Sr	0,827	0,934	1,204	1,079	1,019	1,656	0,762	1,261	1,592	7,176	1,488	1,602	1,870	6,676	2,082	2,006

# GRANODIORITES DE TYPE AROLA

## NON CONTAMINEES

## CONTAMINEES

	GROUPE A			GROUPE C		
N°Echant.	G 195	G 148	G 149	G 214	G 224	G 154
La	65,0	57,3	43,0	55,4	32,0	27,0
Ce	125	107	74	107	67	51
Nd	44	34	21	44	35	22,5
Sm	7,2	5,4	3,4	7,6	6,0	4,4
Eu	1,82	0,93	0,80	1,59	1,52	1,09
Gd*	4,53	2,61	2,25	3,57	3,57	2,51
Tb	0,58	0,35	0,30	0,40	0,45	0,31
Yb	1,66	0,90	0,67	0,95	1,05	0,86
Lu	0,22	0,12	0,06	0,12	0,16	0,12

# VOLCANITES DE LUOMA

N° Ech.	S 64	S 162 <sup>+</sup>	S 160	S 29 <sup>+</sup>	S 98 <sup>+</sup>
La	29	55,9	25,4	23,9*	12,0*
Ce	56	116,2	47	42,9	24,4
Nd	26,3*	46,5	16	16,5	11,1
Sm	5,1	6,85	2,57	2,69	1,84
Eu	1,53	1,59	0,78	0,694	0,522
Gd	4,14*	4,83	1,71*	1,804	1,15
Tb	0,59	0,74*	0,21	0,24*	0,14*
Dy	-	3,84	-	1,15	0,599
Er	-	2,12	-	0,60	0,256
Yb	2,43	1,825	0,75	0,607	0,227
Lu	0,36	0,257	0,11	0,096	0,036

# LEUCOGRANITES DE TYPE AROLA

+ Extrait de Jahn et al. (1980)  
(dilution isotopique)

NoEch.	G16	G15	G4
La	44,4	15,3	11,5
Ce	84,5	35	24
Nd*	27,8	11,8	9,6
Sm	3,9	1,71	1,66
Eu	0,71	0,44	0,28
Gd*	1,68	1,30	1,40
Tb	0,18	0,19	0,21
Yb	0,63	0,58	0,57
Lu	0,12	0,09	0,09

\* valeurs inter- ou extrapolées

Dans la même collection :

- N° 1 H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140 F
- N° 2 G. QUERRE - Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 Ga) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie, 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). 85 F.
- N° 3 J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie, Traces fossiles, Milieux de dépôt, 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). 55 F.
- N° 4 D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 7 tabl., 106 fig. (1985). 55 F.



# BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
Mémoires et documents du CAESS  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM .....  
ORGANISME .....  
ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.				Total
par volume supplémentaire : 5,00 F.				Frais d'envoi
				Montant total

Veuillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.





## RESUME

Le socle de Finlande orientale est formé de trois grands ensembles archéens, typiques des associations "Granites-greenstone" de bas degré métamorphique :

- Les gneiss gris (2,9 - 2,7 Ga);
- Les ceintures de roches vertes (2,65 Ga);
- Les granitoïdes "tardifs" (2,5 - 2,4 Ga).

Ce travail, consacré à l'étude du magmatisme tardif, constitue un élément d'une démarche globale qui tente de retracer l'histoire géologique de ce segment de croûte.

L'exposé s'articule en quatre parties :

- 1 - Une présentation sommaire des diverses formations qui composent le socle de Finlande orientale.
- 2 - La mise en évidence, la caractérisation pétrographique, géochimique et isotopique des plutonites tardives.
- 3 - L'étude du fractionnement géochimique afin d'expliquer la pétrogenèse des roches considérées.
- 4 - Une synthèse fixant les contraintes pour l'élaboration d'un modèle dynamique.

Parmi l'ensemble des résultats, nous retiendrons les principaux :

- \* mise en évidence de deux périodes magmatiques distinctes, tardi- mise en place des ceintures.
- \* la première période datée à 2,5 Ga, se manifeste
  - par un plutonisme granodioritique (type Arola),
  - par un volcanisme intermédiaire à acide ( type Luoma, cycle volcanique supérieur des ceintures).

\* Le magma parent des granodiorites d'Arola résulte d'un processus de fusion des gneiss anciens ; magma qui subit ensuite une évolution par cristallisation fractionnée. Une partie du magma est affectée par des phénomènes de contamination (assimilation de roches amphibolitiques des ceintures et calcitisation).

\* Le second épisode magmatique daté à 2,4 Ga, se traduit par l'intrusion de petits massifs leucogranitiques (type Arola). Les roches très homogènes, montrent des caractères géochimiques tout à fait semblables à divers autres leucogranites, quel que soit leur âge et leur position géographique.

\* L'origine de ce magmatisme est expliquée par de faibles taux de fusion partielle de la croûte continentale ancienne.

\* L'accrétion de la croûte continentale de Finlande orientale s'opère en deux étapes principales : d'abord formation des gneiss gris à partir du manteau selon un processus en deux temps (manteau croûte basaltique gneiss). Ensuite formation des granitoïdes "tardifs" par paléogénèse de la croûte précédemment constituée.

**Mots Clés :** Archéen - Croûte Continentale - Finlande orientale - Granodiorites - Leucogranites - Pétrologie - Géochimie - Géochronologie - Recyclage.